



Determinação dos parâmetros de fonte do sismo de 10/03/98 de Porto dos Gaúchos/MT, por análise espectral de sinais

Lucas V. Barros, Observatório Sismológico, Universidade de Brasília, Brazil, <obsis@unb.br>

Copyright 2005, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation at the 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Salvador, Brazil, 11-14 September 2005.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Ideas and concepts of the text are authors' responsibility 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

Brune's source model is employed to determine the source parameters (stress-drop, seismic moment, peak frequency) and the seismic moment magnitude of the Porto dos Gauchos/MT main shock, occurred on March 10, 1998.

The source parameters were determined from the spectral analysis of digital waveforms recorded by seven stations of a regional seismographic network.

For all stations were determined displacement spectrum and from those the source parameters. The final values were taken as the average of the results. Three different types of magnitudes are presented: body wave magnitude ($m_b = 5.1$), macroseismic magnitude ($m_b = 5.1$) and seismic moment magnitude ($M_w = 5.2$)

Introdução

O estudo da estrutura do meio consiste na determinação da distribuição de velocidades e normalmente requer apenas o conhecimento de parâmetros cinemáticos das ondas sísmicas, os quais são independentes dos parâmetros de fonte. Já as informações do movimento e das condições da fonte estão contidas principalmente na dinâmica das ondas sísmicas e sua forma é única para cada terremoto (Torres, 1998).

Os parâmetros que definem um foco sísmico de dimensões finitas de mais fácil obtenção são o momento sísmico escalar (M_0), o comprimento (L) ou raio (r) da falha e a queda de esforços ($\Delta\sigma$). O método mais simples de obtenção desses parâmetros está baseado nas características do espectro de amplitude do deslocamento do chão ou módulo da transformada de Fourier dos sismogramas gerados por terremotos (Borman, 2002). Brune (1970, 1971) e Aki (1967) mostraram que o espectro do movimento do chão pode ser dividido em duas partes: uma para as baixas frequências, a qual é aproximadamente plana até um certo valor de frequência e outra a partir de uma frequência f_0 (frequência de esquina) após a qual o espectro cai proporcionalmente com f^{-2} (Aki, 1967). O valor constante do espectro é proporcional ao momento sísmico (M_0) (Kanamori, 1977).

A técnica da Análise Espectral foi empregada para determinar os parâmetros de fonte (momento sísmico, raio da fonte, queda de esforços e frequência de esquina)

e magnitude de momento sísmico para o sismo de 10/03/98, de Porto dos Gaúchos, localizado no centro-norte do Estado do Mato Grosso.

Utilizou-se o Programa SPEC (Haskov, 1994), rodando em ambiente SEISAN (Haskov & Ottemöller, 2001), para determinar e plotar os espectros de deslocamento do chão e calcular os correspondentes parâmetros de fonte a partir da parte plana do espectro de deslocamento do chão e da frequência de esquina (f_0).

Espectro sísmico, momento sísmico e tamanho da área da fonte

O tamanho e o comprimento de uma fonte sísmica cisalhante ou *momento sísmico estático escalar*, é, de acordo com Kanamori (1977), definido por:

$$M_0 = \mu \bar{D} A, \quad (1)$$

onde: μ - rigidez ou módulo cisalhante do meio, \bar{D} - deslocamento médio da ruptura, e A - área da superfície de ruptura. M_0 é uma medida da deformação inelástica irreversível na área de ruptura. Essa deformação é descrita pelo fator $\bar{D} A$. O cálculo de M_0 ficaria bastante difícil, senão impossível de ser realizado para o caso daqueles tremores que não deixam marcas visíveis na superfície de modo que se pudesse medir as dimensões físicas das (fontes) falhas que os originaram. Entretanto, Brune (1970 e 1971) propôs um modelo de terremoto no qual M_0 pode ser obtido a partir da parte plana do espectro de desdobramento das ondas sísmicas observado na superfície da Terra usando a relação:

$$M_0 = 4\pi r \rho V_{p/s}^3 \Omega_0 / R_{\theta\phi} \quad (2)$$

onde r - distância hipocentral; ρ - densidade média das rochas; $V_{p/s}$ - velocidade das ondas P ou S em torno da fonte; $R_{\theta\phi}$ - fator de correção das amplitudes sísmicas observadas devido à influência do padrão de radiação da fonte sísmica; e Ω_0 - amplitude de baixa frequência do espectro sísmico de ondas P ou S, removidos os efeitos instrumentais e de propagação (espalhamento geométrico, atenuação e amplificação de superfície livre).

A Figura 1 mostra o espectro de deslocamento do chão na fonte, obtido do registro do sismo de 10/03/98 na Estação BDFB, localizada em Brasília, a 1.100 km da fonte. As seguintes características gerais são óbvias a partir desta Figura: a) o Espectro de fonte é caracterizado por um "platô" de amplitudes de deslocamento espectrais constante, para frequências menores do que a chamada "frequência de esquina", f_0 ; b) as amplitudes de deslocamento espectral decaem rapidamente para $f > f_0$, proporcional a f^{-2} ; c) o platô de amplitudes espectrais aumenta com o momento sísmico M_0 e com a magnitude, enquanto que ao mesmo tempo, f_0 diminui proporcionalmente com M_0^{-3} (Aki, 1967); d) como a energia da onda é proporcional ao quadrado da

velocidade de partícula do movimento do chão, $u(\omega)$, i. é, $\sim (2\pi f u)^2 = (\omega u(\omega))^2$, o seu máximo é atingido em f_0 .

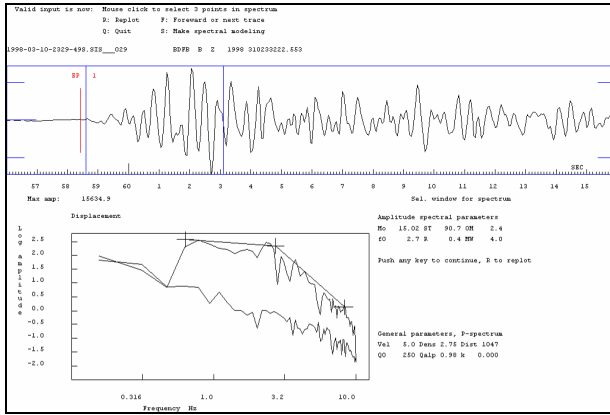


Figura 1 - Espectro do deslocamento do chão na fonte para o sismo de Porto dos Gaúchos, de 10/03/1998, registrado em Brasília pela Estação BDFB, componente vertical.

Como mostra a Figura 1, as amplitudes espectrais decaem rapidamente com a frequência. Assim, a frequência de esquina (f_0) marca uma posição crítica no espectro, a qual está, obviamente, relacionada ao tamanho da fonte. De acordo com Brune (1970) e Madariaga (1976), que assumiram um modelo de fonte circular, a frequência de esquina do espectro da onda P ou S é $f_{0\ p/s} = c_m V_{p,s}/\pi r$, enquanto que para Haskell (1964), que assumiu uma falha retangular, $f_{0\ p/s} = c_m V_{p,s} / (L \times W)^{1/2}$, onde L é o comprimento e W a largura da falha. Os valores c_m são constantes dependentes do modelo.

Quando se pode determinar, a área da fonte e o momento do espectro sísmico, pode-se estimar, a partir de (1), o deslocamento total médio, \bar{d} . Como será visto a seguir, além de M_0 , outros parâmetros de fonte semelhantes, tais como a queda de esforço na área da fonte devido ao falhamento e o raio da fonte podem ser determinados usando análise espectral.

Modelamento da fonte usando o SEISAN

O modelo de fonte proposto por Brune (1970 e 1971) é usado para representar o espectro de deslocamento a uma distância r (m) e uma profundidade h (m).

$$D(f, t) = \frac{M_0 \cdot 2 \cdot R_{\theta\phi}}{[1 + (f/f_0)^2] 4\pi\rho v^3} A_g(r, h) e^{-\pi f \kappa} e^{-\frac{\pi f t}{Q(f)}} \quad (3)$$

onde t é o tempo de percurso e M_0 (Nm) é o momento sísmico, dado pela equação 1, $R_{\theta\phi}$ é o padrão de radiação da onda P ou S (valor normalmente fixado ou calculado, como será visto adiante) e o fator 2,0 corrige o efeito de superfície livre, ρ é a densidade em kg/m^3 e v é a velocidade em m/s da onda P ou S no caminho de propagação, dependendo do espectro utilizado. $A_g(r, h)$ é o espalhamento geométrico, $\kappa = \int_L \frac{tdt}{Q(f)}$, onde

$Q(f) = Q_0 f^\alpha$. No arquivo de parâmetros do SEISAN as unidades são g/cm^3 e km/s. O espectro calculado D_c , é usualmente corrigido para a atenuação, e a frequência de esquina f_0 para o nível espectral plano Ω_0 (ms), os quais são parâmetros observados.

$$D_c(f, t) = \frac{\Omega_0}{1 + (f/f_0)^2} = \frac{M_0 \cdot 2 \cdot R_{\theta\phi}}{4\pi\rho v^3 [1 + (f/f_0)^2]} A_g(r, h) \quad (4)$$

o momento sísmico pode ser calculado pela fórmula

$$M_0 = \frac{\Omega_0 4\pi\rho v^3}{R_{\theta\phi} 2 \cdot A_g(r, h)} \quad (5)$$

Para o caso de ondas de corpo, $A_g(r, h) = \frac{1}{r}$, (5) torna-se

$$M_0 = \frac{\Omega_0 4\pi\rho v^3 r}{2 \cdot R_{\theta\phi}} \quad (6)$$

Na literatura, o efeito da correção média do padrão de radiação varia entre 0,55 a 0,85. De acordo com Aki e Richard (1980), a média é de 0,52 e 0,63 para as ondas P e S, respectivamente. O efeito de superfície livre assume uma incidência vertical, que é uma aproximação. Contudo, devido à existência de camadas de baixa velocidade próximas à superfície, a incidência não está muito distante da vertical, pois os raios sísmicos se inclinam mais para a vertical quando passam de um meio de maior velocidade para meios de menor velocidade e o efeito é o mesmo tanto para P quanto para S.

Como a amplificação próxima à superfície afeta principalmente as componentes horizontais, foi utilizada a componente vertical para determinar o espectro da onda P.

O raio da fonte a, é dado por

$$a = 0,35v/f_0 \quad (7)$$

onde o raio é em metro ou km se a velocidade for em m ou km, respectivamente.

O fator de (0,35) usado pode ter diferentes valores. Brune (1970) usou 0,37 para onda S, Madariaga (1976) usou 0,32 para onda P e 0,21 para onda S. No SEISAN não são assumidas diferentes frequências de esquina para as ondas P e S. A queda de esforços em bars ($1 \text{ bar} = 10^6 \text{ dynes/cm}^2$) foi calculada como

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} M_0 \frac{1}{a^3} \cdot 10^{-14} \quad (8)$$

A fórmula original assume que o momento é em dyne - cm e o raio em cm. O fator de conversão 10^{-14} é necessário para conversão para unidades do MKS. A magnitude de momento sísmico (M_w) foi calculada utilizando-se a seguinte relação:

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 6,06 \quad (9)$$

Cálculo do padrão de irradiação ($R_{\theta\phi}$)

Apesar de se dizer que as ondas sísmicas geradas por terremotos se irradiam a partir da fonte igualmente em todas as direções, suas amplitudes, frequências e fases, i. é, sua assinatura sísmica, dependem não somente das fontes e do meio, mas também da posição da estação registradora em relação ao foco sísmico. As equações 10, 11 e 12 (Lay e Wallace, 1995) descrevem os padrões de irradiação das ondas P (compressionais), S_v (componente radial) e S_H (componente tangencial). As duas últimas obtidas pela rotação das componentes horizontais nas direções da fonte (radial) e tangencial à fonte (tangencial).

$$R^P = \cos\lambda \cdot \text{sen}\delta \cdot \text{sen}^2 i_h \cdot \text{sen} 2\phi - \cos\lambda \cdot \cos\delta \cdot \text{sen} 2i_h \cdot \cos\phi + \text{sen}\lambda \cdot \text{sen} 2\delta (\cos^2 i_h - \text{sen}^2 i_h \cdot \text{sen}^2 \phi) + \text{sen}\lambda \cdot \cos 2\delta \cdot \text{sen} 2i_h \cdot \text{sen}\phi \quad (10)$$

$$R^{SV} = \text{sen}\lambda \cdot \cos 2\delta \cdot \cos 2i_h \cdot \text{sen}\phi - \cos\lambda \cdot \cos\delta \cdot \cos 2i_h \cdot \cos\phi + 1/2 \cos\lambda \cdot \text{sen}\delta \cdot \text{sen} 2i_h \cdot \text{sen} 2\phi - 1/2 \text{sen}\lambda \cdot \text{sen} 2\delta \cdot \text{sen} 2i_h (1 + \text{sen}^2 \phi) \quad (11)$$

$$R^{SH} = \cos\lambda \cdot \cos\delta \cdot \cos i_h \cdot \text{sen}\phi + \cos\lambda \cdot \text{sen}\delta \cdot \text{sen} i_h \cdot \cos 2\phi + \text{sen}\lambda \cdot \cos 2\delta \cdot \cos i_h \cdot \cos\phi - 1/2 \text{sen}\lambda \cdot \text{sen} 2\delta \cdot \text{sen} i_h \cdot \text{sen} 2\phi \quad (12)$$

Onde $\phi = \phi_f - \phi_s$ (ϕ_f é o strike da falha e ϕ_s o azimute da estação), δ = mergulho da falha, i_h = ângulo de partida do raio sísmico, λ = rake da falha (ângulo entre o traço da falha e sua direção de movimento). A Figura 2 mostra esses parâmetros.

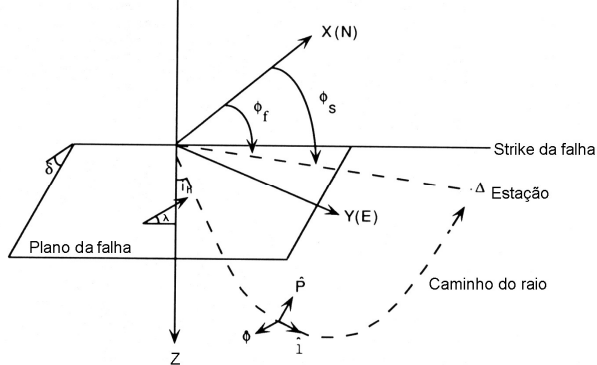


Figura 2 - Definição em um sistema de coordenadas geográficas, dos parâmetros de uma falha sísmica direcional. Z é positivo para baixo, ϕ_f é medida a partir do norte; o mergulho, δ , é medida a partir do plano da falha. A estação tem um azimute, ϕ_s , e caminho do raio para a estação tem um ângulo de partida, i_h , relativo ao eixo vertical.

Como pode ser notado, R^P , R^{SH} e R^{SV} dependem não somente dos parâmetros que definem a falha [strike (ϕ)] e o mergulho (δ) e o do parâmetro que define seu movimento [rake (λ)], mas também da posição da estação em relação ao foco [azimute da estação (ϕ_s)].

Dados utilizados

A análise espectral de forma de ondas requer o conhecimento de dois parâmetros fundamentais de um evento sísmico: a localização hipocentral e o mecanismo focal. Portanto, apresentaremos esses dois resultados.

Localização hipocentral

O sismo principal de Porto dos Gaúchos ocorreu em 10 de março de 1998, às 23:32:39h (UTC) e foi registrado a distâncias regionais e telessísmicas, conforme o mapa da Figura 3. A Tabela 1 apresenta as magnitudes calculadas para esse sismo por três diferentes agências e pelo SIS/UnB.

Este sismo foi suficientemente forte para ser detectado a distâncias telessísmicas, tendo sido registrado por estações situadas até 150° da fonte. Conseqüentemente, foi localizado por diferentes agências internacionais, particularmente pelo *International Data Center* (IDC), localizado em Arlington, Virgínia; pelo *National Earthquake Information Center* (NEIC) do *United States Geological Survey* (USGS), localizado em Golden, Colorado; e pelo *International Seismological Center* (ISC), localizado em Newbury, Berkshire/UK. Foi também registrado por muitas estações sismográficas localizadas no Brasil e nos países vizinhos da América do Sul (Figura 3).

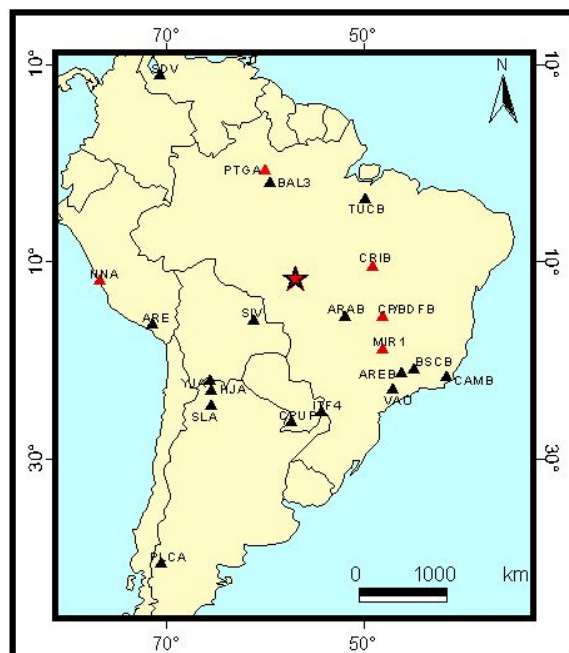


Figura 3 - Mapa de localização do sismo principal da seqüência de Porto dos Gaúchos. São indicadas também as estações sismográficas, cujas formas de onda foram utilizadas na localização.

Tabela 1 -Parâmetros de fonte do sismo de 10/03/1998, determinadas por diferentes agências e pelo SIS/UnB.

Fonte	Data	Hora de origem	Prof. H	Lat. (graus)	Long. (graus)	Mag (m _b)	Erro (km)	Nº de estações
IDC	10/03/98	23:32:43	0	-11,59	-56,59	4,8	± 13	25
NEIC/USGS	10/03/98	23:32:44	10	-11,67	-57,00	5,2	± 25	122
ISC	10/03/98	23:32:43	?	-11,74	-56,96	5,3	± 23	
SIS1/INST.	10/03/98	23:32:44	5 (fix)	-11,53	-56,86	5,0	± 14	24
SIS2/INST.	10/03/98	23:32:39	5	-11,65	-56,83	5,0	± 8	26
SIS3/MACR.	10/03/98	23:32:44	raso	-11,62	-56,77	5,1	-	

O Observatório Sismológico (SIS) da Universidade de Brasília (UnB) utilizou na sua localização dados da sua rede própria, dados de estações em países vizinhos e dados das estações do Instituto Astronômico e Geofísico (IAG) da Universidade de São Paulo (USP), gentilmente cedidos pelo Prof. Marcelo Assumpção, totalizando 26 estações, seis das quais não estão mostradas no mapa da Fig. 3; duas nos EUA (TUC e CCM), e quatro na África (BOSA, TSUM, BGCA e DBIC). A Tabela 1 apresenta comparativamente os parâmetros hipocentrais para o sismo de Porto dos Gaúchos, de 10 de março de 1998, localizado por três diferentes agências e pelo SIS/UnB, e a Figura 4 mostra as respectivas localizações epicentrais, sobrepostas ao mapa macrossísmico, que será comentado a seguir.

Levantamentos macrossísmicos

O SIS/UnB realizou observações macrossísmicas sobre os efeitos causados pela passagem das ondas sísmicas em diversos locais em volta da área epicentral, particularmente nas cidades de Tabaporã, Porto dos Gaúchos, Juara, Novo Horizonte, Novo Paraná, Brasnorte, Sinop, Sorriso, Lucas do Rio Verde, Nova Mutum, Tapurá e nas localidades de Jaú, São João, Cambará, Trevão e em fazendas próximas ao epicentro.

As informações colhidas, por meio da aplicação de questionários sísmicos, foram completadas por um levantamento feito, por telefone, pelo técnico do IAG/USP, José Roberto Barbosa, um dia após a ocorrência do sismo, que, gentilmente cedeu ao SIS/UnB os resultados de sua pesquisa.

Dos resultados analisados e interpretados foi confeccionado o mapa de isossistas da Figura 4, o qual tem por base a Escala de Intensidade de Mercalli Modificada (MM) (Richter, 1958). As linhas contínuas indicam as isossistas traçadas com dados suficientes e a pontilhada, isossista de intensidade II (MM), foi inferida.

No zoom da Figura 4 são apresentadas as localizações instrumentais, feitas pelas três agências (IDC, NEIC e ISC) e pelo SIS/UnB (localização inicial, SIS1/INST. e localização melhorada, SIS2/INST.), bem como a localização macrossísmica (estrela na Figura inferior). A estrela interior à isossista de intensidade VI (MM) na Figura superior indica o epicentro do sismo da Serra do Tombador, de 31/01/1955 ($m_b = 6,6$ Berrocal et al., 1984 e Mendiguren, & Richter 1978; $m_b = 6,2$ Assumpção e Suarez, 1988).

Foi possível também estimar uma magnitude macrossísmica para o sismo de 10/03/1998, baseado na área da isossista de intensidade IV da Figura 4, usando a fórmula seguinte (Berrocal et al., 1984):

$$m_b = 2,29 + 0,55 \log A_{IV} \quad (13)$$

onde A_{IV} é a área (em km^2) da isossista de intensidade IV, aproximadamente igual a $141.124 km^2$, o que, levando na equação, dá uma magnitude de $5,1 m_b$.

Para caracterizar o tamanho do sismo de 10/03/1998, adotou-se a média das magnitudes obtidas por cada agência como um quantificador mais confiável de seu tamanho, i. é, $m_b = 5.1$ (Barros et al., 2001) equivalente à magnitude macrossísmica. Adotou-se também a localização macrossísmica, pois as quatro localizações foram divergentes, baseado em duas premissas: grande parte dos moradores da área próxima ao epicentro percebeu a direção de onde vinham as ondas sísmicas e/ou o barulho (“estrongo”, segundo eles) e nenhum apontou as perturbações vindas dos quatro epicentros instrumentais determinados pelas quatro instituições e, entrevistando pessoas que moravam ao redor da área epicentral foi possível determinar o local do epicentro; a segunda, baseada na atividade de réplicas, estudada em Barros et al. (2001), Barros e Caixeta (2002) e Barros et al. (2004), foi possível verificar que o local do epicentro macrossísmico para o mainshock de 10/03/1998 está dentro da área delimitada pela atividade de réplicas.

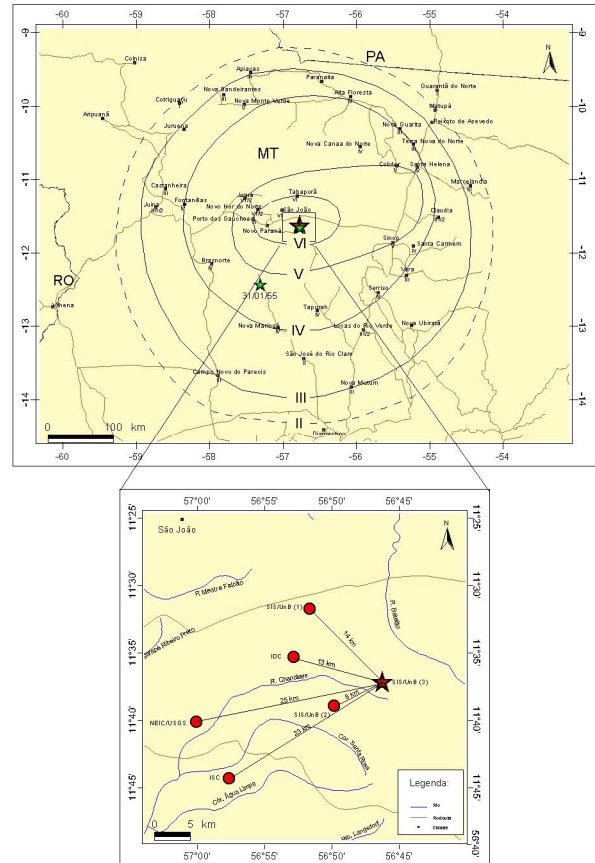


Figura 4 - Mapa macrossísmico do sismo de 10/03/1998. A Figura inferior representa um zoom do retângulo do mapa superior. Os círculos cheios indicam os epicentros determinados por diferentes agências. A estrela indica o epicentro macrossísmico. As distâncias (em km) entre os epicentros determinado por cada agência e o SIS/UnB, sugerem os erros de localização.

Mecanismo Focal

A Figura 5 apresenta o diagrama de mecanismo focal composto, usando nove eventos da seqüência de Porto dos Gaúchos, sismos que ocorreram no primeiro semestre de 2001, período em operou uma rede sismográfica de seis estações de 3C de banda larga (CMG-40T) e de período curto (S3000EQ).

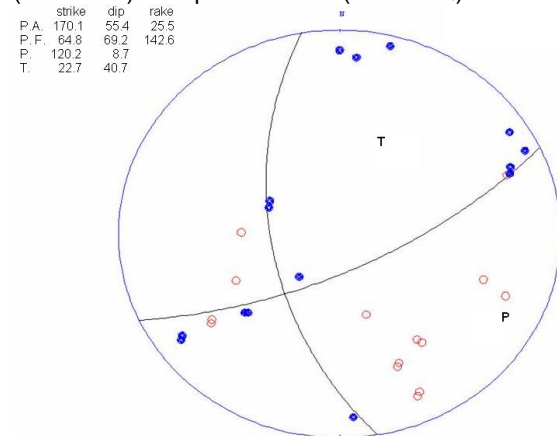


Figura 5 - Diagrama de mecanismo focal composto para a atividade sísmica detectada no primeiro semestre de 2001. Os pontos cheios indicam compressão e os vazios, dilatação.

Método empregado na análise espectral

Para se obter os espectros de amplitude do deslocamento do chão utilizou-se o Programa SPEC (Haskov, 1994), do pacote SEISAN (Haskov & Ottmoller, 2001) com as componentes rotacionadas para as direções radial e transversal. Esta operação requer as curvas de calibração dos instrumentos.

O Programa SPEC fornece os seguintes parâmetros de fonte de um terremoto: momento sísmico (equação 6), raio da fonte (equação 7), queda de esforço (equação 8) e magnitude de momento sísmico (equação 9). Para um modelo de fonte circular. Determinou-se a média dos parâmetros de fonte usando estações regionais brasileiras, exceto a Estação NNA, localizada no Peru. As demais e estações do mapa da Figura 3 não foram utilizadas, por não se dispor de curvas de calibração.

A correção para a atenuação não elástica foi feita assumindo a seguinte relação (Haskov, 2001):

$$Q = Q_0 \cdot f^\alpha \quad (14)$$

Como esses parâmetros não foram determinados ainda para a região de Porto dos Gaúchos, adotou-se os valores determinados por Dias & Souza (2004) para a região de João Câmara/RN, quais sejam $\alpha = 0,98$ e $Q_0 = 250$.

As ondas sísmicas observadas em estações sismográficas decaem com $1/R$ (R é a distância epicentral), para $R < 100$ km, e com $1/\sqrt{R}$, se ≥ 100 km (Hernandez, 2002 e Quintero, 1999). No caso, usou-se a última relação.

Os cálculos foram feitos selecionando-se janelas temporais de mais ou menos 4 segundos, como mostra a Figura 1.

Adotou-se uma velocidade média de onda compressional de 5,0 km/s, uma densidade média de 2.750 g/cm³ e uma relação v_P/v_S de 1,70.

Resultados e discussões

Os parâmetros de fonte para o sismo de 10/03/98, de Porto dos Gaúchos/MT foram apresentados. As localizações feitas por três diferentes agências (IDC, NEIC, e ISC) e pelo ISS/UnB são bastante discrepantes, envolvendo diferenças de até 25 km. O SIS/UnB fez três localizações: a primeira (SIS1/INST.) foi feita logo após a ocorrência do sismo; a segunda (SIS2/INST.), feita com dados de mais estações (26), e a terceira (SIS3/MACR.) obtida por meio de levantamento macrossísmicos.

As magnitudes de onda de corpo (m_b), macrossísmicas (m_b) e de momento sísmico (M_w) são basicamente as mesmas, mostrando uma boa consistência nos resultados. Entretanto, as magnitudes (M_w) determinadas em cada estação apresentam valores diferentes, em especial, na Estação BDFB (Tabela 2). Essas diferenças podem ser explicadas pelo fato de ter sido adotado um valor para o parâmetro Q , o qual pode não representar as condições de atenuações das ondas sísmicas da fonte às diversas estações. Isto também se refletiu nos valores dos outros parâmetros de fonte, como raio da falha, queda de esforço e frequência de esquina (Tabela 2).

Tabela 2 - Parâmetros de fonte do sismo de 10/03/98, de Porto dos Gaúchos.

Evento	Estação	Log M_0	Queda de esforço (bar)	Freq. de esquina (Hz)	Raio da falha (km)	M_w
1	ARAB	16,91	191,00	0,80	1,20	5,20
	CRIB	17,63	1807,40	1,00	1,00	5,70
	BDFB	15,02	90,70	2,70	0,40	4,00
	TUCB	17,15	1484,30	1,30	0,70	5,40
	MIR1	16,22	55,20	0,90	1,10	4,80
	PTGA	16,12	4,60	0,40	2,30	4,70
	NNA	16,93	54,70	0,50	1,90	5,20
	MÉDIA	16,57	526,84	1,09	1,23	5,00

O resultado de mecanismo focal, falha transcorrente (dextral) tem orientação é compatível com a distribuição dos epicentros (Figura 6). Entretanto, resultados de mecanismo focal composto estão muito amarrados à qualidade dos dados, nº de estações, geometria da rede sismográfica e clareza nas polaridades da onda P. Os estudos sismológicos em Porto dos Gaúchos foram muito prejudicados, além das questões logísticas e operacionais, as estações foram instaladas onde havia clareira na selva e quase todas sobre sedimentos (veja Figura 6).

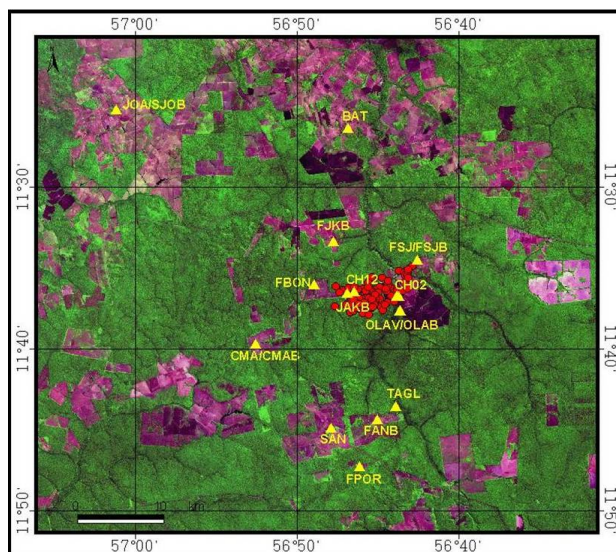


Figura 6 - Mapa com a distribuição epicentral dos melhores eventos (pontos vermelhos) detectados pela Rede Sismográfica Local de Porto dos Gaúchos (RSLPG). As estações sismográficas estão indicadas pelos triângulos amarelos.

O diagrama de mecanismo focal da Figura 4 foi obtido para apenas 9 eventos, localizados por cinco ou seis estações e magnitudes $1,3 \leq m_0 \leq 2,5$, num total de 34 polaridades, cinco inconsistentes.

Entretanto, para todos os mecanismos focais feitos para o sismo de 10/03/98 de Porto dos Gaúchos, empregando-se diferentes conjuntos de dados, obteve-se basicamente o mesmo tipo de falha (transcorrente dextral) com eixos P e T variando ligeiramente, em especial no mergulho.

Deste Trabalho podemos tirar as seguintes conclusões:

1. As magnitudes do sismo de 10/03/98, de Porto dos Gaúchos/MT, são $m_b = 5,1$ e $M_w = 5,2$. A localização hipocentral é:

Profundidade 5 km; latitude = 11,62°S e longitude = 56,77°oeste. O tempo de origem é 23:32:39h (UTC).

2. O mecanismo focal é de falha transcorrente (dextral) com os seguintes parâmetros: strike (64,8°), dip (69,2°) e rake (142,6). Os eixos de compressão (P) e de dilatação (T) têm, respectivamente, os seguintes strike e dip: 120,2 e 8,7, 22,7 e 40,7. Estes resultados são bastante concordantes com aqueles apresentados por Assumpção e Suarez (1998).
3. Um fato importante a ser observado no zoom da Figura 4 é que todas as localidades afastaram o epicentro do sismo de 10/03/98 na direção S-W, sugerindo uma bias na localização de sismo nessa região. Aí fica uma pergunta: será que o mesmo não pode ter acontecido com a localização do sismo de 31/01/1955? Uma falha ativa geralmente apresenta uma atividade sísmica de fundo que, ao longo dos anos se manifesta por meio da ocorrência de microtremores. Este não foi o caso relativamente à Serra do Tombador, pois, desde que ocorreu o sismo de 31/1/1955, nunca se detectou nenhum sismo na mesma região, todos os sismos posteriores a essa data tem epicentro na zona sismogênica do sismo de 10/3/1998.

Agradecimentos

Agradeço ao Dr. Ronnie Quintero, pelas sugestões e discussões, ao Prof. Marcelo Assumpção, pela cessão dos dados e a Pedro F. de Andrade, pela editoração do texto. Finalmente agradeço ao Técnico José Roberto Barbosa, do ISAG/USP, pelo fornecimento de levantamento macrossísmico.

Referências bibliográficas

- AKI, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum. *J. Geophys. Res.*, 72, 4, 1217-1231.
- AKI, K. & P. G. RICHARDS (1980). *Quantitative Seismology. Theory and methods. Vol. 1.* W.H. Freeman and Company, San Francisco, ISBN 0-7167-1058-7, 557 pp.
- ASSUMPCÃO, M. S.; SUAREZ, G. (1988). Source Mechanism of Moderate Size Earthquakes and Stress Orientation in Mid-Plate South America. *Geophysical Journal*, 92: 253 - 267.
- ARCHULETA, R. J. CRANSWICK, E., MUELLER, C. And SPUDIC, P. (1982). Source Parameters of the 1980 Mammoth lakes, California, earthquake sequence, *Geophys. Res.* 87, 4595-4608.
- BARROS, L. V.; MARZA, V.; CAIXETA, D. F. & CARVALHO, J. M. (2001). Seismic Sequence in Porto dos Gauchos/MT - Brazil After March/1998 Mainshock: Preliminary results: 6th Inter. Congress of the Brazilian Geophysics Society, 4pp.
- BARROS, L. V. & CAIXETA, D. F. (2003). One-Dimensional Multilayer Velocity Model for Porto dos Gauchos/MT. 8° SBGf, de 14 a 18/09/2003, 6pp.
- BARROS L. V. *Sismicidade, esforços tectônicos e estrutura crustal da região de Porto dos Gaúchos*, tese de doutorado (em preparação). Instituto de Geociência da Universidade de Brasília.
- BERROCAL, J.; ASSUMPCÃO, M.; ANTEZANA, R.; DIAS Neto, C. M.; ORTEGA, R.; FRANÇA & VELOSO, J. A. V. (1984). *Sismicidade do Brasil*. IAG/USP e Com. Nac. de Energia Nuclear, 320pp.
- BORMANN, P. (2002). *New manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP) V. 1*
- BRUNE, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Geophys. Res.* 75, 4997-5009.
- BRUNE, J. N. (1971). Correction. *J. Geophys. Res.* 76, 5002.
- DIAS, A. P. & SOUZA, J. L. (2004). Estimates of coda Q attenuation in the João Câmara area (Northeastern Brazil) *Journal of Seismology*. 00: 1-2, 2004, 12pp.
- HASKELL, N. A. (1964). Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. *Bull. Seism. Soc. Am.* 54, 1811-1841.
- HASKOV, J. & OTTEMÖLLER, L. (Ed), (2001). *SEISAN: The Earthquake Analysis Software, Version 7.2*: Inst. of Solid Earth Physics, Univ. of Bergen, Norway.
- HASKOV, J. (2001). Q and spectral analysis in SEISAN. Inst. of Solid Earth Physics, Univ. of Bergen, Norway.
- HASKOV, J. (1994). The SEISAN earthquake analysis software for the IBM PC and SUN, Version 6, Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway.
- KANAMORI, H. (1977). The energy release in great earthquakes: *Journal of Geophysical Research*, v. 82, p. 2981-2987.
- HERNÁNDEZ, A. S. (2002). Stress drop and f_{max} , deduced using spectral analysis, from low-magnitude earthquakes in Honduras. Licentiate Thesis, Department of Earth Sciences, Seismology. Villavägen 16, 752-36, Uppsala, Sweden.
- LAY, T & WALLACE, T. C. (1995). *Modern Global Seismology*. Academic Press. Vol. 58.
- MADARIAGA, R. (1976). Dynamics of an expanding circular fault. *Bul. Seism. Soc. Am* 66, 639-666.
- MENDIGUREN, J. A. & RICHTER, F. M. On the origin of Compressional intraplate Stresses in South America. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 16, p. 318-326, 1978.
- QUINTERO, R. (1999). *Seismotectonics and Lithospheric Structure of Costa Rica*. PhD Thesis, Uppsala University.
- RICHTER, C. F. (1958). *Elementary Seismology*. Freeman, San Francisco, Calif., 578 pp..
- TORRES, G. R. (1998). Estudio y determinación de características de fuente sísmicas en Venezuela por medio del analisis spectral de ondas corporeas. MsC Thesis, Universidade Centra de Venezuela, 88pp.