



Atenuação sísmica na região da falha de Samambaia (João Câmara, Rio Grande do Norte)

Luciano Arêas Carvalho e Jorge Luis de Souza, MCT - Observatório Nacional

Copyright 2003, SBGF - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation at the 8th International Congress of The Brazilian Geophysical Society held in Rio de Janeiro, Brazil, 14-18 September 2003.

Contents of this paper was reviewed by The Technical Committee of The 8th International Congress of The Brazilian Geophysical Society and does not necessarily represents 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

S coda wave of seventy-four local earthquakes, recorded in network composed of ten seismological stations, were used to investigate the coda Q attenuation (Q_c) in João Câmara area (northeastern Brazil). The estimated Q_c values show a systematic strong dependence of Q_c in the frequency range from 0.75 to 10 Hz. The estimates show that Q_c in the region follows a frequency function (f) of the form $Q_c(f) = Q_0 f^{-\eta}$, where $Q_0 = 47 \pm 29$ and $\eta = 0.82 \pm 0.14$. If the standard deviations are taken into account, we can conclude that there are no major differences in Q_0 from one station to another. Fifty percent of the seismic stations pointed out the presence of a very high coda Q attenuation (very low Q_c values) in the upper crust. Unfortunately, in João Câmara there are no detailed investigations about earth's structure to provide a better explanation for the very low Q_c values. More investigations either with seismic (tridimensional tomography with P and S waves) and other geophysical methods is needed to explain the anomalous values of Q_c around Samambaia fault in João Câmara (RN).

Introdução

Atenuação de ondas sísmicas é, em geral, um assunto muito pouco estudado no continente Sul-Americano. Isto se deve basicamente à baixa densidade de estações sismológicas e a inadequada distribuição das mesmas na região.

Estudos desta natureza no continente Sul-Americano se dividem em duas categorias distintas, ou seja, uma baseada em ondas de volume (Molnar & Oliver, 1969; Barazangi et al., 1975; Sacks, 1977; Chinn et al., 1980; Whitman et al., 1992) e outra a partir de modo fundamental e modos superiores de ondas superficiais (Raouf & Nuttli, 1985; Osagie, 1986; Hwang & Mitchell, 1987; Souza & Mitchell, 1998)

Um estudo recente sobre risco sísmico mundial (Global Seismic Assessment Program - GSHAP, Shedlock et al., 2000) apontou a região de João Câmara (Rio Grande do Norte) como uma área de moderado risco sísmico. Apesar disto, até hoje não existe qualquer estudo quantitativo sobre a atenuação de ondas sísmicas na região.

Durante os últimos cinco meses de 1986, a cidade de João Câmara foi afetada por intensa atividade sísmica

(magnitudes ≥ 4.0 m_b). Uma descrição detalhada da atividade sísmica em João Câmara é apresentada por Ferreira et al. (1987) e Takeya et al. (1989). Segundo Takeya et al. (1989), 14.000 eventos sísmicos foram registrados no período de agosto de 1986 a janeiro de 1988. Estes dados têm sido usados basicamente para determinações hipocentrais e mecanismos focais (Ferreira et al., 1987; Takeya et al., 1989; Ferreira, 1997; Ferreira et al., 1998).

Uma pequena base de dados, correspondendo à atividade sísmica de 1986 a 1988 em João Câmara é usada neste estudo para investigar o fator de qualidade, a partir do decaimento temporal das amplitudes das ondas da cauda associadas à onda S.

Metodologia

O termo ondas da cauda é utilizado para identificar a porção do sismograma após o registro das ondas P e S. Aki (1969) e Aki & Chouet (1975) consideram que as ondas da cauda consistem de ondas retro espalhadas geradas quando as ondas S primárias encontram heterogeneidades estruturais e de velocidade na crosta e no manto superior. Aki & Chouet (1975) consideram que a fonte eo receptor estão localizados num mesmo ponto na superfície da Terra. Entretanto, quando a fonte e o receptor estão muito próximos, a distância epicentral deve ser levada em consideração. Esta separação está incluída no modelo de espalhamento isotrópico simples proposto por Sato (1977).

Considere a fonte e o receptor inseridos num meio infinito com N espalhadores por unidade de volume com uma área transversal σ . A energia observada num receptor num dado instante após a chegada das ondas S é a soma da energia espalhada nas heterogeneidades sobre a superfície de um elipsóide, no qual os focos são a fonte e o receptor. A densidade de energia média das ondas de volume espalhadas é dada pela seguinte equação

$$E(r, \omega | t) = \frac{N\sigma\Omega(\omega)}{4\pi r^2} K(\alpha) \quad (1)$$

onde $\Omega(\omega)$ é a energia total irradiada pela fonte sísmica dentro de uma única banda de frequência angular, r é a distância fonte-receptor, $\alpha = t/t_s$, t_s é o tempo de chegada da onda S, e

$$K(\alpha) = (1/\alpha) \ln \left[\frac{\alpha+1}{\alpha-1} \right] \quad (2)$$

Todavia, Aki & Chouet (1975) mostraram que para sinais filtrados através de filtros passa-banda, a amplitude e a energia podem ser representadas pelas relações

$$A(\omega | t) = 2[2P(r, \omega | t)\Delta f]^{1/2} \quad (3)$$

e

$$E(r, \omega | t) = \rho\omega^2 P(r, \omega | t) \quad (4)$$

onde $P(r, \omega | t)$ é a densidade espectral de potência, Δf é a largura de banda do filtro e ρ é a densidade.

Substituindo as equações (3) e (4) na equação (1) e adicionando o termo correspondente à atenuação das ondas de volume, obtém-se

$$A(r, \omega | t) = \frac{1}{\omega} \left| \frac{\Omega(\omega)\Delta f}{2\pi\rho L} \right|^{1/2} \frac{|K(\alpha)|^{1/2}}{r} e^{-\alpha r/2Q(\omega)} \quad (5)$$

onde $L=1/N\sigma$. Reescrevendo a equação anterior e separando os termos da fonte e da trajetória, chega-se

$$A(r, \omega | t) = C(\omega)k(r, \alpha)e^{-bt} \quad (6)$$

onde $b=\omega/2Q(\omega)$. Admitindo-se que $C(\omega)$ não varia com a frequência angular, passando a ser uma constante, e aplicando o logaritmo nos dois lados da equação (6), obtém-se

$$\log_{10}[A(r, \omega | t)/k(r, \alpha)] = \log_{10}[C] - bt \quad (7)$$

que mostra a relação linear entre o logaritmo das amplitudes das ondas da cauda com o tempo. O fator Q pode ser obtido através do coeficiente angular da equação (7), assim

$$b = \frac{\omega}{2Q} \log_{10} e \Rightarrow Q = \frac{\pi f}{b} \log_{10} e. \quad (8)$$

A dependência em frequência de Q é obtida quando a equação acima é aplicada a um dado conjunto de frequências previamente estabelecidas.

Processamento dos dados

Os dados sísmicos utilizados neste estudo foram cedidos pelo grupo de sismologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte e dizem respeito à atividade sísmica na área de João Câmara no período de 1987 a 1988. Os sismogramas usados no presente estudo foram obtidos através de uma rede telemétrica de dez estações sismológicas (Figura 1), equipadas com sismômetros (período de 1s) MKIII A Willmore verticais e horizontais (numa única estação), conectados a um gravador FM analógico (Takeya, 1992). Um exemplo de sismograma obtido pela rede sísmica local em João Câmara está exposto na Figura 2. As ondas P e S, bem como as ondas da cauda são claramente observadas no sismograma.

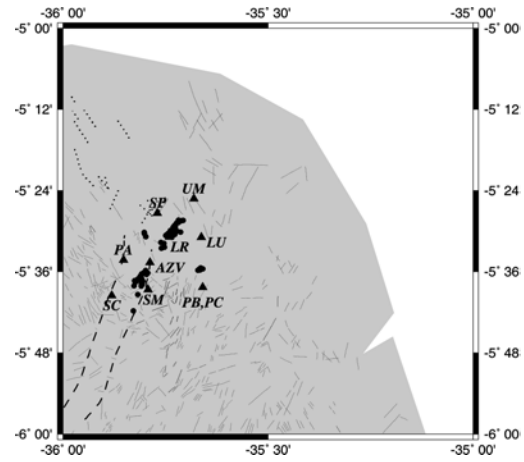


Figura 1 - Mapa das principais características tectono-estruturais de João Câmara (DNPM, 1983). Os triângulos cheios são as estações sismológicas da rede e os círculos cheios são os epicentros dos eventos sísmicos.

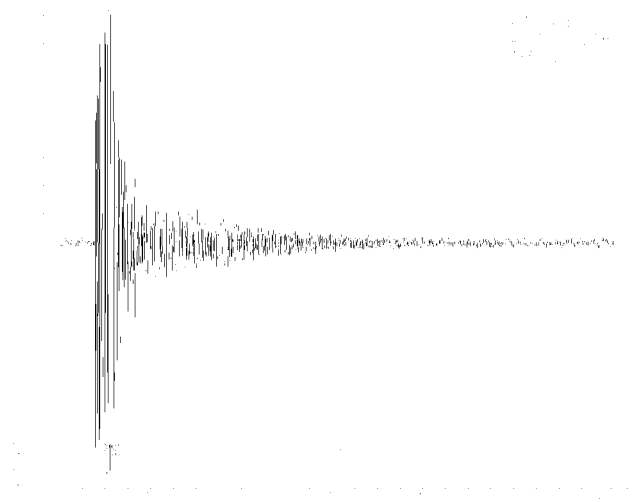


Figura 2 - Sismograma digital obtido da estação SP na área de João Câmara.

Os sismogramas analógicos foram digitalizados em 100 amostras por segundo. A base de dados consiste de 258 arquivos ASCII contendo 12 canais, que são divididos em 11 canais de registros sísmicos e 01 canal de tempo que foram convertidos para 2838 sismogramas no formato SAC (Seismic Analysis Code) binário. Em seguida, todos os sinais foram analisados para identificar aqueles cuja amplitude do sinal ao longo da cauda das ondas S foram preservadas durante a aquisição das séries temporais. Desse total, 341 sismogramas digitais não perderam amplitude, sendo que destes, 108 não tinham parâmetros hipocentrais determinados, e, portanto, a base de dados usada neste estudo consiste de 233 sismogramas digitais.

Após a seleção e preparação dos sismogramas no formato SAC, a próxima etapa foi o cálculo do fator Q baseando-se na metodologia descrita na seção anterior. Um programa computacional foi desenvolvido para calcular o fator Q em função da frequência na área de

João Câmara. As diferentes etapas deste processo são descritas a seguir:

1 – Usando uma amostra de 32 s de sinal sísmico antes da chegada da onda P, estima-se o nível de ruído de fundo do sismograma digital;

2 – Um filtro digital passa-banda, centrado numa determinada frequência, é aplicado no sinal original;

3 – A cauda da onda S é então dividida em pequenas janelas de 1.28s de duração, iniciando 1s após a chegada da onda S e seguindo até o final da cauda que é definido durante a preparação dos sismogramas digitais (Figura 2);

4 – A amplitude espectral de cada janela ao longo da cauda é calculada e o ruído ambiente é devidamente removido;

5 – A amplitude espectral das diferentes janelas que compõem a cauda é ajustada a uma função linear;

6 – O coeficiente linear do ajuste é utilizado no cálculo do fator Q (equação 8) na frequência definida no passo 2;

7 – Os passos de 2 a 6 são repetidos num conjunto de frequências centrais para se determinar a dependência em frequência (η) do fator Q na área de João Câmara. Neste estudo foram utilizadas seis frequências centrais: 0.75, 1.5, 3.0, 6.0, 8.0 e 10.0 Hz. Um exemplo deste procedimento está exposto na Figura 3.

A Figura 4 apresenta o fator Q estimado disponível na Figura 3, assim como o resultado do ajuste entre os valores de Q estimados à uma função teórica ($Q = Q_0 f^\eta$). Observa-se na Figura 4 que a atenuação sísmica é alta na região da falha de Samambaia e o fator Q apresenta uma forte dependência em frequência.

Os procedimentos descritos acima foram aplicados nos 233 sismogramas digitais usados neste estudo.

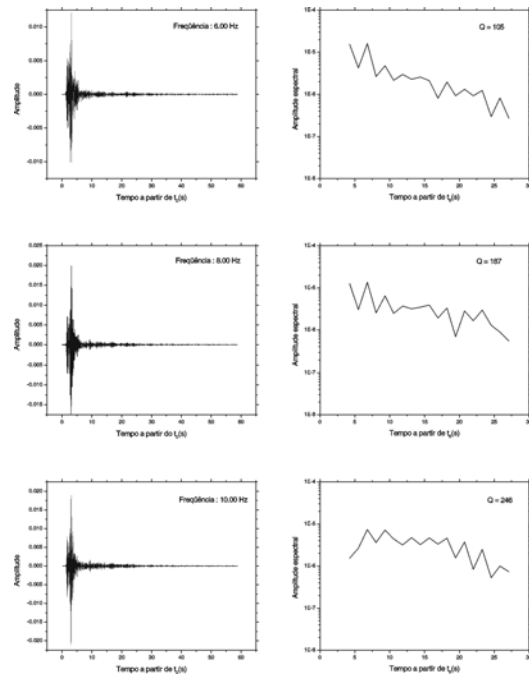


Figura 3 – Sismograma digital da Figura 2 filtrado em 0.75, 1.5, 3.0, 6.0, 8.0, 10.0 Hz e seus correspondentes espectros ao longo da cauda da onda S.

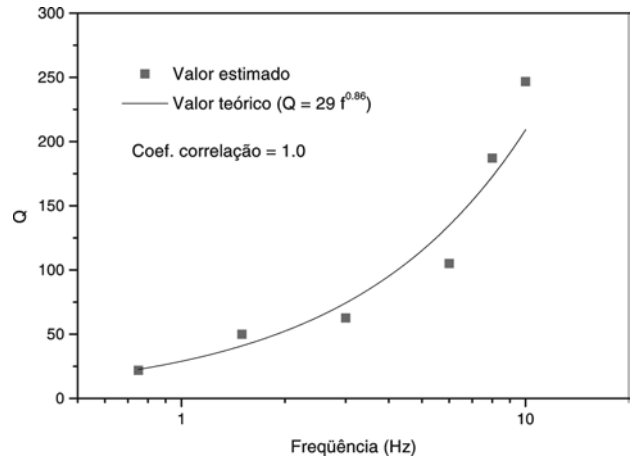
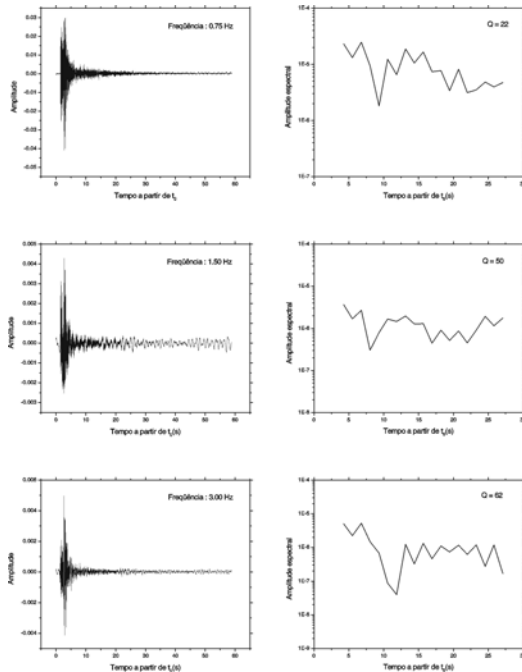


Figura 4 – Resultados dos ajustes dos valores de Q estimados na Figura 3 (quadrados cheios) representados graficamente em comparação com a frequência, assim como a função teórica (linha contínua).

Resultados

Com o objetivo de analisar os dados processados e buscar correlações entre estes e as estruturas geológicas que produziram a atenuação sísmica observada, os valores estimados de Q_0 e η , obtidos na rede sismográfica foram agrupados por estação para se obter um valor médio representativo tanto de Q_0 quanto de η (Tabela 1) e em seguida representou-se graficamente a área amostrada por cada uma das estimativas. De acordo com Pulli (1984), as ondas da cauda são geradas por espalhadores localizados na superfície de um



elipsóide no qual a projeção deste na superfície é dada por

$$\frac{x^2}{(\beta t/2)^2} + \frac{y^2}{(\beta t/2)^2 - (r/2)^2} = 1 \quad (9)$$

onde x e y são as coordenadas de superfície, β é a velocidade da onda S no meio, t é a duração da cauda e r é a distância epicentral.

Estação	$Q_0 \pm \sigma$	$\eta \pm \sigma$
PB	43 ± 22	0.91 ± 0.14
SC	57 ± 19	0.79 ± 0.13
LR	30 ± 15	0.81 ± 0.09
SP	28 ± 11	0.93 ± 0.12
AZV	39 ± 29	0.80 ± 0.13
UM	33 ± 15	0.89 ± 0.11
PA	42 ± 17	0.80 ± 0.12
LU	78 ± 48	0.76 ± 0.18
SM	49 ± 16	0.85 ± 0.12
PC	57 ± 18	0.82 ± 0.17

Tabela 1 – Valores médios de Q_0 e sua dependência em frequência (η) para cada estação, assim como os correspondentes desvios padrão.

A equação (9) foi utilizada para calcular uma elipse que representa a área amostrada por cada par fonte-estação. A velocidade de 3.52 km/s da onda foi adotada nos cálculos, baseados nos modelos de crosta terrestre propostos por Takeya (1992) na área. A duração da cauda varia de 4.2 a 48.8s, mostrando que as ondas da cauda amostram diferentes partes do interior da Terra. As elipses calculadas foram agrupadas por estação e representadas no mesmo gráfico (Figura 5).

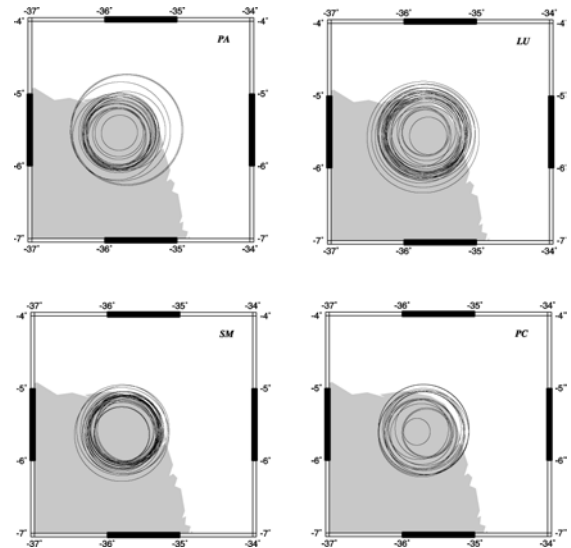
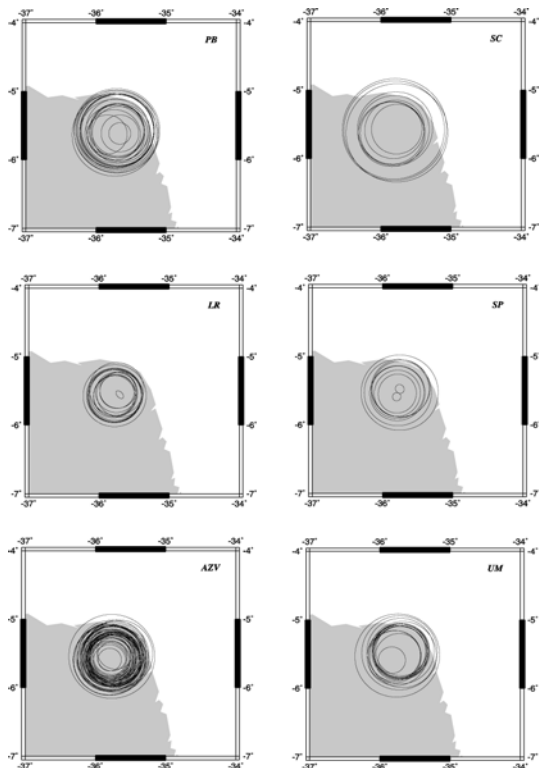


Figura 5 – Elipses representativas de cada par fonte-estação mostrando as áreas envolvidas no processo de espalhamento.

Em geral, os valores médios de Q_0 mostram desvios padrão muito superiores aos da dependência em frequência (Tabela 1). Ambos os valores de Q_0 e η não mostram qualquer mudança relevante de uma estação para outra (Tabela 1). Se os desvios padrão de Q_0 e η forem levados em consideração, conclui-se que não existem maiores diferenças entre as diferentes estações.

Os maiores desvios padrão em Q_0 estão relacionados com as estações AZV, LU, PB e LR respectivamente (Tabela 1), enquanto que os maiores desvios padrão em η estão associados com as estações LU e PC respectivamente (Tabela 1). A explicação no caso de Q_0 pode ser claramente observada na Figura 5. Estas estações registraram ondas S com caudas variando numa ampla faixa, ou seja, desde pequenas até longas caudas. Como cada sinal amostra uma parte diferente do interior da Terra (e esta dimensão está diretamente relacionada à duração da cauda) e quanto maior a duração da cauda, maior a profundidade no interior do planeta, então os altos desvios padrão podem ser um indicativo da presença de heterogeneidades em alguma região, já que a Terra se torna mais homogênea nas partes mais profundas.

As estimativas individuais mostram diferentes situações que podem ser associadas com a estrutura do interior da Terra. A maior parte dessas estimativas está relacionada com as estações onde os valores de Q_0 são menores que 10 e suas dependências em frequência são sistematicamente altas (estações AZV, PB e LR – Tabela 1). Estes baixos valores de Q_0 indicam a presença de atenuação muito alta na crosta superior, por causa da duração da cauda dos sinais sísmicos serem menores que 15 s.

João Câmara está localizada numa região tipicamente estável, chamada de Província Borborema (Almeida et al., 1981), que é caracterizada por rochas do Pré-Cambriano (complexo cristalino) e Fanerozóico (costa e

margem continental). Assim, os baixos valores de Q_0 e os altos valores de η observados nas diferentes estações (Tabela 1) estão em desacordo com o estudo da atenuação sísmica na América do Sul (Souza & Michell, 1998), obtidos a partir da cauda das ondas Lg, no qual revela que a crosta do nordeste do Brasil é caracterizada por uma baixa dependência em frequência ($\eta \approx 0.25$).

Parece que, neste caso (estudo local), outros mecanismos podem ser responsáveis pela atenuação e dependência em frequência. Um possível mecanismo para explicar tais resultados é a existência de uma alta densidade de falhas na área (Figura 1). Estudos de atenuação sísmica de ondas S na litosfera do Japão (Aki 1980a,b) mostraram que regiões altamente fraturadas podem gerar espalhamento suficiente para produzir uma alta dependência em frequência do fator Q.

As estimativas individuais foram utilizadas para fornecer uma média de Q_0 e η representativa de toda a área estudada. Os resultados dessas estimativas são $Q_0 = 47 \pm 29$ e $\eta = 0.82 \pm 0.14$.

De acordo com Pulli (1984), admitindo-se que o espalhamento é a principal contribuição para o valor do fator Q obtido a partir da cauda das ondas S (Q_c) e que a atenuação anelástica (perda de energia sob a forma de calor) é infinita, pode-se estimar a distância média mínima (L_{min}) entre os espalhadores por meio da seguinte equação

$$L_{min} = \frac{vQ_c}{2\pi f} \quad (9)$$

onde v é a velocidade da onda S no meio, Q_c é o fator Q obtido a partir da cauda das ondas S e f é a frequência.

Os valores de Q_c médios para toda a região, isto é, quando se ajustam os dados de todas as estações para uma função de potência da forma $Q = Q_0 f^\eta$, foram usados para calcular a distância média mínima (equação 9) na região de João Câmara. Esses resultados são comparados com duas diferentes situações (Tabela 2): Um estudo local no Norte de Baja California, México (Rebollar et al., 1985) e outro estudo local/regional em New England, EUA (Pulli, 1984).

Frequência (Hz)	Q_c	ΔQ_c	L_{min} (km) Presente estudo	L_{min} (km) Rebollar et al. 1985	L_{min} (km) Pulli 1984
0.75	38	25	28	-	79
1.5	65	38	24	-	76
3.0	113	59	21	17.8	74
6.0	198	100	18	16.8	71
8.0	250	126	17	-	70
10.0	301	154	17	-	70
12.0	-	-	-	14.9	-
24.0	-	-	-	13.6	-

Tabela 2 – Valores usados para calcular as distâncias médias mínimas entre os espalhadores na área de João Câmara comparados com os obtidos em outros estudos. ΔQ_c são os desvios padrão dos valores de Q_c estimados.

O comportamento geral dos estudos locais (presente estudo e de Rebollar et al., 1985) é bastante parecido, ou

seja, o L_{min} decresce de forma monótona a medida que a frequência aumenta. O L_{min} é essencialmente constante entre 0.75 e 24.0 Hz (Tabela 2). As diferenças entre o estudo local (presente estudo e de Rebollar et al, 1985) e o local/regional (Pulli, 1984) podem ser identificadas por meio da magnitude de L_{min} . Baixos valores de L_{min} (curta duração da cauda – de 4 a 48s) são registrados principalmente na crosta, enquanto que altos valores de L_{min} (longas durações da cauda - < 100s) estão associados com as estruturas do manto superior e da crosta. Esses comportamentos dão suporte à idéia básica que a Terra torna-se mais homogênea com a profundidade. Os valores de L_{min} relativos à área de João Câmara e norte de Baja Califórnia (Rebollar et al., 1985), são muito próximos um do outro (Tabela 2). Então, surge a seguinte questão: É possível que ambas as regiões têm qualquer tipo de similaridade geofísica/estrutural? Nos dois casos, os epicentros dos sismos estão concentrados ao longo de um sistema de falhas principal (Figura 1 de Rebollar et al., 1985 e Figura 1 do presente estudo). Mais estudos deverão ser feitos para responder essas e outras futuras questões.

Conclusões

Um conjunto de dados formados por 233 sismogramas digitais obtidos numa rede sismográfica composta por dez estações de período curto foi usada para estudar a atenuação das ondas sísmicas ao redor de João Câmara (RN) através do decaimento temporal da cauda das ondas S (Q_c).

Os valores de Q_c estimados mostram uma forte dependência em frequência de Q_c no intervalo de 0.75 a 10Hz. As estimativas mostram que Q_c na região de João Câmara obedecem uma função da forma $Q_c(f) = 47 \pm 29 f^{0.82 \pm 0.14}$, onde f é a frequência. Considerando os desvios padrão nas estimativas de Q_0 e η , pode-se concluir que não existem mudanças relevantes nos dois parâmetros de uma estação para outra através da rede sismográfica.

Uma atenuação sísmica muito alta (valores de Q_c muito baixos) foi observada em 50% das estações que compõem a rede sismográfica e tais valores estão relacionados à parte superior da crosta terrestre em João Câmara.

Infelizmente, a falta de estudos geofísicos detalhados em João Câmara, tanto com métodos sísmicos quanto com outros métodos geofísicos, não permitem que se apresente uma explicação para os baixos valores de Q_c na região da falha de Samambaia. Mais investigações com métodos sísmicos (atenuação sísmica, tomografia tridimensional com ondas P e S) e outros métodos geofísicos são necessárias para a interpretação dos valores anômalos de Q_c .

Agradecimentos

Os autores agradecem especialmente ao Prof. Mário K. Takeya pela disponibilização dos dados utilizados neste estudo. Um dos autores (L. A. C.) agradece a CAPES pelo apoio financeiro, através da concessão da bolsa de mestrado.

Referências

- Aki, K., 1969. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves, *J. Geophys. Res.*, **74**, 615-631.
- Aki, K. and Chouet, B., 1975. Origin of coda waves: Source, attenuation and scattering effects, *J. Geophys. Res.*, **80**, 3322-3342.
- Aki, K., 1980a. Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz, *Phys. Earth Planet Interiors*, **25**, 50-60.
- Aki, K., 1980b. Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **85**, 6496-6504.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., de Brito Neves, B. B. & Fucks, R. A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction, *Earth-Sci Rev.*, **17**, 1-29.
- Barazangi, M., Pennington, W. & Isacks, B., 1975. Global study of seismic wave attenuation in the upper mantle behind arcs using pP waves, *J. Geophys. Res.*, **80**, 1072-1092.
- Chinn, D., Isacks, B. & Barazangi, M., 1980. High-frequency seismic wave propagation in western South America along the continental margin, in the Nazca palte and across the Altiplano, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **60**, 209-244.
- DNPM, 1983. Projeto mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais. Mapa tectono-estrutural: Natal, folha SB, 25-V-C (1 : 250000).
- Ferreira, J. M., Takeya, M. K., Costa, J. M., Moreira, J. A. M., Assumpção, M., Veloso, J. A. & Pearce, R. G., 1987. A continuing intraplate earthquake sequence near João Câmara – Northeastern Brazil – preliminary result, *Geophys. Res. Lett.*, **14**, 1402-1405.
- Ferreira, J. M., 1997. Sismicidade e esforços no nordeste do Brasil. Tese de Doutorado, Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, 126 pp.
- Ferreira, J. M., Oliveira, R. T., Takeya, M. K. & Assumpção, M., 1998. Superposition of local and regional stresses in northeast Brazil: evidence from mechanisms around the Potiguar marginal basin, *Geophys. J. Int.*, **134**, 341-355.
- Hwang, H. J. & Mitchell, B. J., 1987. Shear velocities, $Q\beta$, and frequency dependence of $Q\beta$ in stable tectonically active regions from surface wave observations, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **90**, 575-613.
- Molnar, P. & Oliver, J., 1969. Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discontinuities in the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **74**, 2648-2682.
- Osagie, E. O., 1986. Anelasticity of the crust and upper mantle of South America from inversion of observed surface wave attenuation, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **86**, 1-17.
- Pulli, J. J., 1984. Attenuation of coda waves in New England, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 1149-1166.
- Raoof, M. M. & Nutli, O. W., 1985. Attenuation of high-frequency earthquake waves in South America, *Pure Appl. Geophys.*, **122**, 619-644.
- Rebollar, C. J., Tralosheros, C. & Alvarez, R., 1985. Estimates of seismic wave attenuation in northern Baja California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1371-1382.
- Sacks, I. S., 1977. Interrelationships between volcanism, seismicity and anelasticity in the western South America, *Tectonophysics*, **37**, 131-139.
- Sato, H., 1977. Energy propagation including scattering effects: single isotropic scattering, *J. Phys. Earth*, **25**, 27-41.
- Shedlock, K. M., Giardini, D., Grünthal, G. & Zhang, P., 2000. The GSHAP Global Seismic Hazard Map, *Seism. Res.*, **71**, 679-686.
- Souza, J. L. & Mitchell, B. J., 1998. Lg coda Q variations across South America and their relation to crustal evolution, *Pure Appl. Geophys.*, **153**, 587-612.
- Takeya, M., Ferreira, J. M., Pearce, R. G., Assumpção, M., Costa, J. M. & Sophia, C. M., 1989. The 1986-1988 intraplate earthquake sequence near João Câmara, northeast Brazil - evolution of seismicity, *Tectonophysics*, **167**, 117-131.
- Takeya, M. K., 1992. High precision studies of an intraplate earthquake sequence in northeast Brazil, Ph. D. Thesis, University of Edinburgh, 288pp.
- Whitman, D., Isacks, B. L., Chatelain, J. L., Chiu, J. M. & Perez, A., 1992. Attenuation of high-frequency seismic waves beneath the Central Andean Plateau, *J. Geophys. Res.*, **97**, 19,929-19,947.
- Universidade Federal do Rio Grande do Norte & Universidade de Brasília, 1987. Estudos sismológicos efetuados na região de João Câmara pela UFRN e UNB - resultados preliminares, 30pp.