



Reconstrução do sinal sísmico no Nordeste do Brasil a partir de correlações cruzadas do ruído sísmico de ambiente

Rafaela Carreiro Dias¹, Jordi Julià^{1,2}, Martin Schimmel³, Aderson F. do Nascimento^{1,2}

¹Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Brasil

²Departamento de Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Brasil

³Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera", Centro Superior de Investigaciones Científicas, Espanha

Copyright 2013, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation during the 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Rio de Janeiro, Brazil, August 26-29, 2013.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society and do not necessarily represent any position of the SBGf, its officers or members. Electronic reproduction or storage of any part of this paper for commercial purposes without the written consent of the Brazilian Geophysical Society is prohibited.

Abstract

Seismic noise has traditionally been regarded as an unwanted disturbance of the seismic signal that "contaminates" acquisition of earthquake data. However, over the past decade, it has been demonstrated that consistent information about the subsurface structure can be extracted from seismic noise cross-correlations. In this work, we present cross-correlations of seismic noise from 151 days of continuous recordings (vertical and transverse components) at a number of broadband stations in Northeast of Brazil. Our study includes both permanent seismic monitoring stations (RSisNE - Rede Sismográfica do Nordeste) and temporary stations from past passive-source seismic experiments in the region (Instituto do Milênio), forming a combined network of 18 stations separated by distances between 135 and 1285 km, approximately. The correlations show that, as expected, the signal emerging from the correlations is dominated by Rayleigh waves in the vertical components and by Love waves in the transverse components, and that dispersion velocities can be confidently measured for periods ranging between 1 and 50 s. The cross-correlations obtained in this study thus provide an additional source of surface-wave dispersion measurements that complement ongoing seismic-tomography studies with ballistic surface-waves of the Brazilian Northeast.

Introdução

A exploração da estrutura profunda do Nordeste Brasileiro tem sido nos últimos anos um dos focos principais de pesquisa do CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico). O exemplo mais recente é a criação do INCT-ET (Instituto de Ciência e Tecnologia de Estudos Tectônicos) em 2009, que reúne equipes de pesquisadores do Brasil para investigar a estrutura profunda da crosta e do manto superior da Província Borborema e regiões adjacentes. A criação do INCT-ET representa a continuação do Instituto do Milênio "Estudos geofísicos e tectônicos na Província Borborema, Nordeste do Brasil" do CNPq, onde a UFRN (Universidade Federal do Rio Grande do Norte) participou

através da instalação e manutenção de 8 estações sísmicas de banda larga. As estações do Instituto do Milênio operaram entre, aproximadamente, 2007 e 2011 e 2 delas continuam em funcionamento. Além disso, a UFRN mantém uma rede permanente de 16 estações de banda larga no Nordeste do Brasil (RSisNE – Rede Sismográfica do Nordeste). A rede, financiada pela Petrobrás, foi instalada em 2011 e tem por objetivo o monitoramento sísmico da região; no entanto, os dados coletados estão sendo também usados no contexto do INCT-ET para estudos de estrutura profunda na região.

Ao longo da década passada foi mostrado que a função de Green do meio de propagação entre dois pontos pode ser reconstruída através da correlação cruzada do ruído sísmico de ambiente registrado simultaneamente nesses dois pontos (Weaver and Lobkis, 2001; Campillo and Paul, 2003; Shapiro and Campillo, 2004; Snieder, 2004; Shapiro et al., 2005). Como os sismogramas, as funções de Green contém informação sobre a velocidade sísmica do meio de propagação, pelo que a análise das mesmas tem potencial para fornecer informações sobre a estrutura profunda do meio. Neste resumo utilizamos 15 estações da RSisNE e 3 estações do Instituto Milênio (Figura 1) para reconstruir funções de Green para o Nordeste do Brasil. O cálculo das correlações cruzadas requer um solapamento temporal mínimo dos dados coletados pelas estações, pelo que algumas das estações da Rede Milênio foram desconsideradas. As correlações aqui apresentadas mostram que o sinal emergindo das mesmas corresponde a ondas de superfície e que as velocidades de grupo do modo fundamental das mesmas podem ser medidas com sucesso para períodos entre 1 e 50 s.

A extração de funções de Green a partir do campo dispersivo tem sido aplicado com sucesso em várias áreas, por exemplo: na heliosismologia (Kosovichev et al., 2000), hidroacústica (Roux et al., 2003) e em sismologia regional (Shapiro et al., 2005; Shapiro and Campillo, 2004; Campillo and Paul, 2003). Campillo and Paul (2003) extraíram as funções de Green através de correlações da coda de registros de sismos regionais do México. Além do estudo da estrutura profunda da terra sólida, correlações de ruído de ambiente podem ter também utilidade para o estudo da mudança climática (Bromirski, 2009), devido à relação entre o microsismo e a altura significativa das ondas do oceano geradas por grandes tempestades (p.e., Gilmore, 1946).

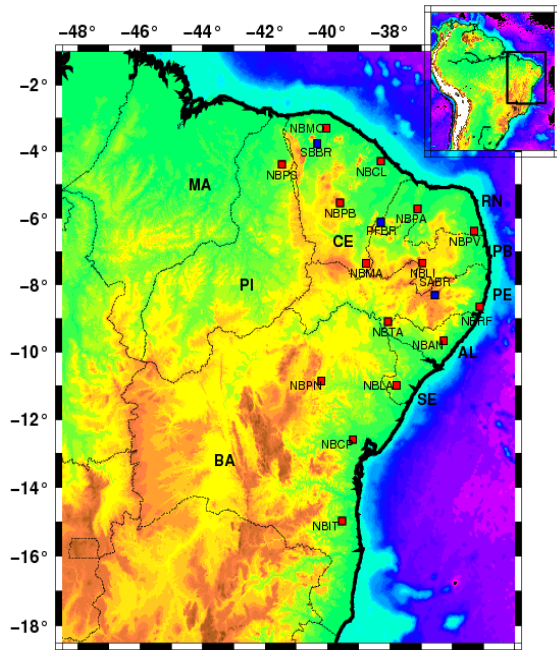


Figura 1. Mapa com as estações sísmicas de banda larga da RSisNE (quadrados vermelhos) e do Instituto Milênio (quadrados azuis).

As medidas de velocidades de dispersão das funções de Green (ondas de superfície) aqui apresentadas serão usadas num futuro próximo para a elaboração de imagens tomográficas da estrutura profunda do Nordeste do Brasil.

Ruído sísmico no Nordeste

A períodos menores que 30s, o espectro do ruído sísmico de ambiente é dominado por energia micro sísmica. O micro sísmico é o sinal sísmico mais contínuo da Terra (Peterson, 1993; Kedar and Webb, 2005) e pode ser classificado como primário ou *single-frequency* (SF) e secundário ou *double-frequency* (DF) (p.e. Bromirski, 2009). O micro sísmico primário tem períodos de 10 a 20s e é gerado em águas rasas por quebras de ondas próximo à costa. O micro sísmico secundário ocorre na metade do período do micro sísmico primário e resulta da interação não linear de ondas viajando em direções aproximadamente opostas (Longuet-Higgins 1950; Tanimoto 2007), o que ocorre devido a ondas originadas em diferentes tempestades ou inclusas por uma mesma tempestade (Kedar and Webb, 2005) e/ou também da reflexão/espalhamento de ondas nas costas (Bromirski and Duennebieer 2002; Bromirski, Duennebieer and Stephen 2005; Arduin et al., 2011, Stutzmann et al., 2012).

O espectro de ruído sísmico para a estação NBLI em Livramento-PB é mostrado na Figura 2. Ambos os picos do micro sísmico primário e secundário são observados nas faixas de 10 a 20 s e 5 a 10 s, respectivamente, como esperado.

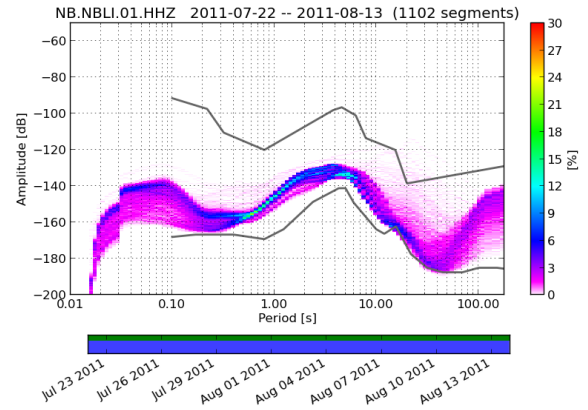


Figura 2. Distribuição de energia do ruído sísmico na componente vertical da estação permanente NBLI (Livramento-PB) entre 22/07/2011 e 13/08/2011.

Metodologia - Função de Green obtida da correlação cruzada de campos de ondas difusos

Na última década, desenvolvimentos nas áreas da acústica (Weaver and Lobkis, 2001; Derode et al., 2003) e da sismologia (Campillo and Paul, 2003) têm sugerido um método alternativo para medir respostas elásticas da Terra extraindo a função de Green a partir dos campos de ondas difusos. Contrário às ondas originadas por terremotos, os campos de ondas totalmente difusos são compostos de ondas com amplitudes e fases aleatórias, mas que se propagam em todas as direções possíveis e, portanto, contém, a informação sobre qualquer possível caminho. Essa informação pode ser extraída calculando correlações cruzadas entre pares de receptores (Shapiro and Campillo, 2004).

Uma simples demonstração dessa propriedade é baseada na representação formal de um campo de onda difuso dentro de um corpo elástico (Terra) (Weaver and Lobkis, 2001):

$$\phi(x, t) = \sum_n a_n u_n(x) e^{i\omega_n t}$$

onde x é posição, t é tempo, u_n e ω_n são autofunções e autofrequências da Terra real, e a_n são estatisticamente variáveis aleatórias independentes e idênticas. Uma importante propriedade do campo difuso, então, é que as amplitudes são variáveis aleatórias não correlacionadas:

$$\langle a_n a_m^* \rangle = \delta_{nm} F(\omega_n)$$

onde $F(\omega)$ é a densidade de energia espectral. Como os termos cruzados desaparecem em média devido a equação acima a correlação cruzada entre os campos localizados em x e y tornam-se simplesmente:

$$C(x, y, \tau) = \sum_n F(\omega_n) u_n(x) u_n(y) e^{-i\omega_n \tau}$$

De acordo com esta terceira expressão, temos que a correlação de um campo de ondas aleatório e isotrópico registrado em dois receptores (pontos x e y) resulta em uma forma de onda que difere da função de Green entre os receptores em apenas um fator de amplitude F

(Weaver and Lobkis, 2001; Snieder, 2004). Então, temos que a expressão da correlação cruzada dos ruídos registrados em dois locais diferentes é aproximadamente igual à função de Green entre essas duas localizações (Campillo and Paul, 2003).

Quando tomamos tempos longos, a distribuição das fontes aleatórias do ambiente e o ruído sísmico podem ser considerados como um campo aleatório satisfazendo as duas primeiras equações dadas na metodologia. Então, podemos esperar que as funções de Green determinísticas possam ser extraídas do ruído sísmico de ambiente.

Emergência das funções de Green

A técnica de correlação cruzada tem sido aqui aplicada para os registros do ruído sísmico de ambiente das estações mostradas na Figura 1.

O processamento dos dados consistiu, primeiramente, em obtermos registros de 1 dia. Foram considerados os registros de dias que possuíam, aproximadamente, 864000 pontos. Posteriormente os dados foram filtrados com remoção de tendência e com um filtro passa-alta de 0.01 Hz. Para remover os eventos não estacionários (terremotos) que inevitavelmente se encontram nos registros sísmicos, foi aplicada uma normalização no domínio do tempo (*one-bit normalization*) e da frequência (*whitening*). A normalização *one-bit* consiste basicamente em substituir todas as amplitudes positivas por 1 e todas as amplitudes negativas por -1. Já a normalização no domínio da frequência, *whitening*, consiste em definir como 1 a amplitude dos espectros de cada registro na banda de frequência escolhida, sem mudar a fase. O *whitening* é utilizado para melhorar as frequências com baixa amplitude. A faixa de frequências que usamos no *whitening* foi “0.01 0.02 5.0 8.0” Hz, que é grande o suficiente para incluir o sinal esperado. Mais detalhes sobre estas normalizações podem ser encontradas em Bensen et al. (2007) e Cupillard and Capdeville (2010). Os arquivos de 1 dia assim processados foram divididos em segmentos de 6 horas e correlacionados para obter as funções de Green. Finalmente, as correlações foram empilhadas para cada par de estações, considerando uma janela de tempo entre -400 e 400 s.

O caráter dispersivo das ondas de superfície Rayleigh obtidas da correlação cruzada é mostrado para o par de estações NBIT-NBPS na Figura 3. A correlação foi calculada para um período de 151 dias (01/02/2012 – 30/06/2012) e para o ruído sísmico registrado na componente vertical. A figura mostra o resultado filtrado em várias faixas de frequência. Notamos que os trens de ondas coerentes emergem para todos os períodos e o sinal emergido é claramente dispersivo, como esperado para ondas Rayleigh.

A Figura 4 mostra o resultado do cálculo de 138 correlações cruzadas para as componentes vertical e transversal para as estações: 105 correlações cruzadas entre as estações RSisNE, 3 entre as estações Milênio, 15 entre as estações RSisNE e PFBR (Milênio) e 15 entre as estações RSisNE e SBBR (Milênio). Podemos notar que a distâncias de poucas centenas de quilômetros, ondas Rayleigh (Figura 3b) e Love (Figura

3c) de período curto emergem claramente a partir do ruído. A longas distâncias o sinal pode ser obscurecido por forte atenuação. A linha verde na Figura 3b indica uma velocidade de ~ 3 km/s, o que é esperado para ondas de superfície.

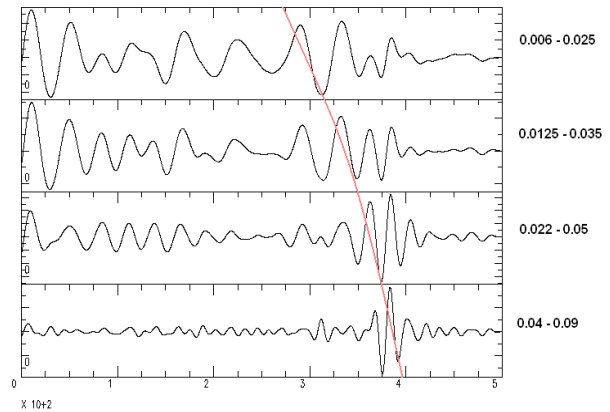


Figura 3. Correlações cruzadas da componente vertical registradas com diferentes filtros de banda passante como indicado no lado direito de cada quadro. A linha rosa enfatiza a dispersão do sinal emergindo.

Medida das velocidades de dispersão

Para medir as velocidades de dispersão das funções de Green, usamos a técnica de filtragem múltipla (*Multiple Filtering Techniques - MFT*) (Dziewonski et al., 1969; Herrin & Goforth, 1977), que é comumente usada para medir curvas de dispersão de velocidades de grupo. Os resultados são mostrados para pares de estações com distâncias de 167 km (NBAN-NBRF), 730 km (NBPN-NBPV) e 1286 km (NBIT-NBMO) nas Figuras 5 a 7, respectivamente. Velocidades de dispersão podem ser medidas para períodos de até ~ 30 s para todas as distâncias e, como esperado, os períodos mais longos são medidos apenas para as estações mais distantes (até ~ 50 s para ondas Rayleigh).

No pacote de Herrmann & Ammon (2002) que utiliza a técnica de filtragem múltipla, consideramos períodos entre 1 e 50 s para a medição de velocidades de grupo (modo fundamental) para ondas *Rayleigh* (componente vertical) e *Love* (componente transversal) reconstruídas pelas correlações cruzadas. A técnica de filtragem múltipla requer o uso de um filtro acausal Gaussiano para isolar o pacote de ondas no período central do filtro. O parâmetro do filtro α foi escolhido para cada par de estações em função da distância entre as mesmas (p.e. NBAN-NBRF; $\alpha = 3.0$; NBPN-NBPV, $\alpha = 12.5$; NBIT-NBMO, $\alpha = 25.0$).

Os resultados aqui apresentados demonstram claramente que o modo fundamental das ondas Rayleigh e Love surge a partir das correlações cruzadas do ruído sísmico de ambiente das estações operando no Nordeste do Brasil.

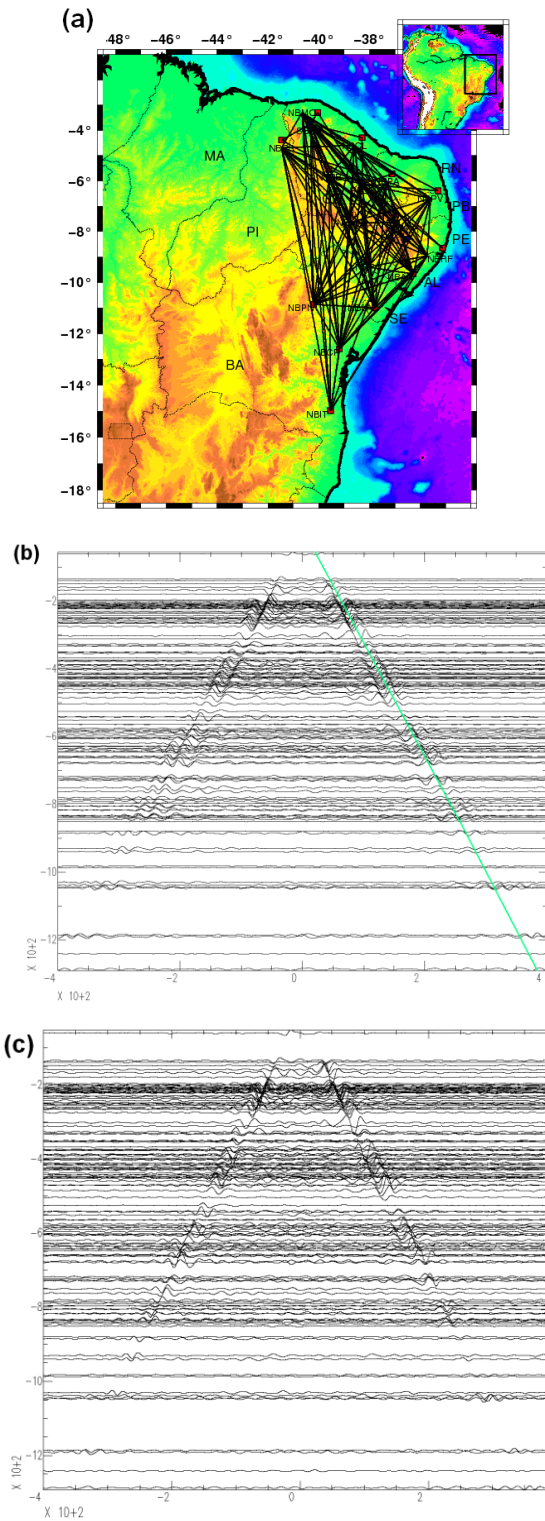


Figura 4. (a) Mapa mostrando as estações localizadas no Nordeste do Brasil e suas devidas correlações. Correlações cruzadas empilhadas (b) da componente vertical e (c) da componente transversal calculadas a partir de registros entre 01/02/2012 a 30/06/2012. A linha verde na figura (b) indica tempos correspondendo a uma velocidade de, aproximadamente, 3 km/s.

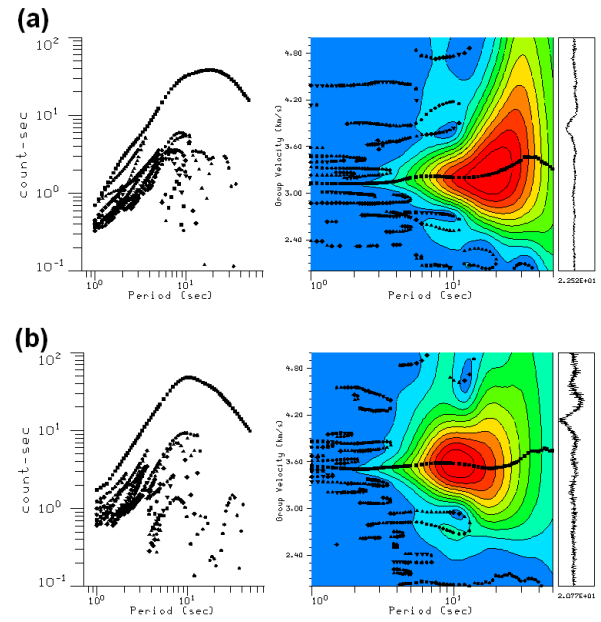


Figura 5. Resultados das curvas de dispersão da (a) componente vertical (Ondas Rayleigh) e da (b) componente transversal (Ondas Love) registradas para 151 dias para o par de estações NBAN e NBRF que estão distantes a, aproximadamente, 167 km.

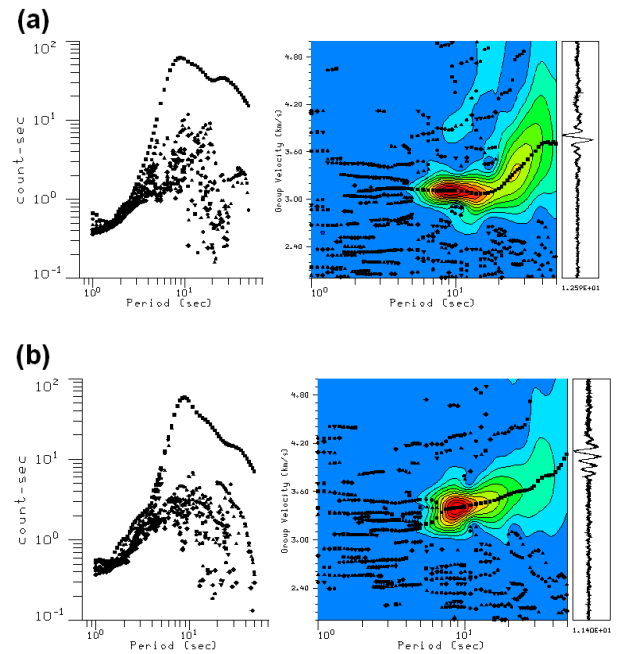


Figura 6. Resultados das curvas de dispersão da (a) componente vertical (Ondas Rayleigh) e da (b) componente transversal (Ondas Love) registradas para 151 dias para o par de estações NBPN e NBPV que estão distantes a, aproximadamente, 730 km.

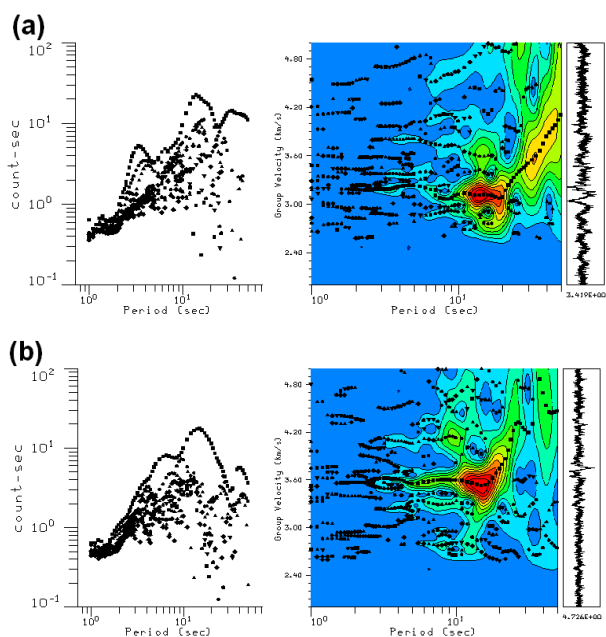


Figura 7. Resultados das curvas de dispersão da (a) componente vertical (Ondas Rayleigh) e da (b) componente transversal (Ondas Love) registradas para 151 dias para o par de estações NBIT e NBMO que estão distantes a, aproximadamente, 1286 km.

Conclusões

No Nordeste do Brasil, a correlação cruzada do ruído sísmico de ambiente permite a reconstrução da função de Green para pares de estações separadas entre 130 e 1285 km, aproximadamente. A função de Green mostra um sinal dispersivo, que é identificado com o modo fundamental da onda Rayleigh, quando a componente vertical é usada, e com o modo fundamental da onda Love, quando a componente transversal é usada. Velocidades de grupo podem ser medidas com sucesso usando a técnica de filtragem múltipla (*MFT*), para períodos entre 1 e 50 s para as ondas de superfície (Rayleigh e Love). Estas medidas permitem complementar medidas de velocidade de dispersão de ondas de superfície de terremotos e melhorar a cobertura azimutal e a resolução de tomografias de ondas de superfície existentes para o Nordeste brasileiro (p.e. Feng et al., 2004; 2007).

As medidas feitas a partir do ruído sísmico de ambiente tem vantagens significantes quando comparadas com as medidas obtidas das ondas de superfície originadas por terremotos. Primeiro, as medidas feitas a partir de ondas de superfície originadas por terremotos comumente amostram poucas direções preferenciais, assim muitas outras direções de propagação permanecem não amostradas; as inversões dessas ondas de superfície exigem algumas informações sobre a fonte que não é sempre conhecida com uma suficiente precisão (Shapiro and Campillo, 2004); as medidas feitas com as ondas de superfície telessísmicas fornecem valores médios sobre áreas extensas (p.e., Nolet and Dahlen, 2000; Spetzler et al., 2002) devido à distribuição não homogênea de fontes sísmicas e receptores, o que limita a resolução das

imagens sísmicas resultantes. Por outro lado, as medidas feitas a partir do ruído sísmico podem ser feitas para qualquer direção de propagação, não dependem da ocorrência de terremotos e podem ser registrados em qualquer local quase continuamente, não dependem da localização da fonte, a zona de sensibilidade dessas medidas é localizada em uma estreita região conectando duas estações e as medidas podem ser extraídas para períodos curtos se estações localizadas relativamente perto são avaliadas.

Futuramente, iremos elaborar imagens tomográficas de velocidade de dispersão para o Nordeste do Brasil através das funções de Green obtidas da correlação cruzada do ruído sísmico de ambiente. As imagens desenvolvidas permitirão mapear em detalhe as principais feições estruturais da crosta superior. Estudos semelhantes foram desenvolvidos, por exemplo, para a Península Ibérica (Villaseñor et al., 2007), onde foram obtidos mapas de velocidade de grupo de alta resolução (períodos entre 8 e 25 s) do modo fundamental das ondas Rayleigh que mapearam com precisão as principais feições estruturais da Península, como o planalto Ibérico, os orógenos alpinos, e as maiores bacias sedimentares.

Agradecimentos

A primeira autora (RCD) possui uma bolsa de Pós-Graduação - Mestrado (GM) concedida pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq). Esta pesquisa foi financiada com recursos do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia – Estudos Tectônicos (INCT-ET/CNPq, projeto número 57.3713/2008-1).

Referências

- Ardhuin, F., E. Stutzmann, M. Schimmel, and A. Mangeney (2011). Ocean wave sources of seismic noise. *Journal of Geophysics Research*, volume 115.
- Bensen, G.D., M.H. Ritzwoller, M.P. Barmin, A.L. Levshin, F. Lin, M.P. Moschetti, N.M. Shapiro, Y. Yang (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface-wave dispersion measurements, *Geophys. J. Int.*, 169, 1239-1260.
- Bromirski, P., and F. Duennebieer (2002). The near-coastal microseism spectrum: Spatial and temporal wave climate relationships. *Journal of Geophysical Research* 107, doi:10.1029/2001JB000265.
- Bromirski, P., F. K. Duennebieer, and R. E. Stephen (2005). Mid-ocean microseisms. *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems* 6, Q04009, doi:10.1029/2004GC000768.
- Bromirski, P.D. (2009), Earth vibrations, *Science*, 324, 1026-1027.
- Campillo, M., A. Paul (2003), Long-range correlations in the diffuse seismic coda, *Science*, 299, 547-549.
- Cupillard, P. and Capdeville Y. (2010). On the amplitude of surface waves obtained by noise correlation and the

capability to recover the attenuation : a numerical approach. *Geophys. J. Int.*, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04586.x

Feng, M., M. Assumpção, S. van der Lee (2004), Group-velocity tomography and lithospheric S-velocity structure of the South American continent, *Phys. Earth Planet. Int.*, 147, 315-331.

Feng, M., S. van der Lee, M. Assumpção (2007), Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves, *J. Geophys. Res.*, 112, B04312, doi:10.1029/2006JB004449.

Derode, A., E. Larose, M. Tanter, J. de Rosny, A. Tourin, M. Campillo, and M. Fink (2003), Recovering the Green's function from field-field correlations in an open scattering medium (L), *J. Acoust. Soc. Am.*, 113, 2973–2976.

Dziewonski, A., S. Block, M. Landisman (1969), A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 427-444.

Gilmore, M. (1946). Microseisms and ocean storms. *Bulletin of the Seismological Society of America* 36, 89–119.

Hasselmann, K. (1963). A statistical analysis of the generation of microseisms. *Reviews of Geophysics* 1, 177–210.

Herrmann, R. B., & Ammon, C. J., 2002. Computer programs in seismology - surface waves, receiver functions and crustal structure. St. Louis University, St. Louis, MO.

Herrin, E., & Goforth, T., 1977. Phase-matched filters: Application to the study of Rayleigh waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67:1259–1275.

Kedar, S., and F. Webb (2005). The ocean's seismic hum. *Science* 307, 682–683.

Kosovichev, A. G., T. L. Duvall, and P. S. Scherrer (2000), Time-distance inversion methods, *Sol. Phys.*, 192, 159–176.

Longuet-Higgins, M. S. (1950). A theory of the origin of microseism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 243, 1–35.

Lobkis, O.I., R.L. Weaver (2001), On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field, *J. Acoust. Soc. Am.*, 110, 3011-3017.

Nolet, G., and F. A. Dahlen (2000), Wave front healing and the evolution of seismic delay times, *J. Geophys. Res.*, 105, 19,043–19,054.

Peterson, J. (1993). Observation and Modeling of Seismic Background Noise. USGS Technical Report 93-322.

Roux, P., H. C. Song, and W. A. Kuperman (2003), Time-reversal using ambient noise as a probe source, *J. Acoust. Soc. Am.*, 113, 2218.

Shapiro, N., M. Campillo (2004), Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L07614, doi:10.1029/2004GL019491.

Shapiro, N. M., M. Campillo, L. Stehly, and M. Ritzwoller (2005). High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science* 307, 1,615–1,618.

Snieder, R. (2004), Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase, *Phys. Rev. E*, 69, 046610, doi:10.1103/PhysRevE.69.046610.

Spetzler, J., J. Trampert, and R. Snieder (2002), The effect of scattering in surface wave tomography, *Geophys. J. Int.*, 149, 755–767.

Stutzmann, E., F. Ardhuin, M. Schimmel, A. Mangeney and G. Patau (2012). Modelling long-term seismic noise in various environments. *Geophysical Journal International*. doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05638.x.

Tanimoto, T. (2007). Excitation of microseisms. *Geophysical Research Letters* 34, L05308, doi:10.1029/2006GL029046.

Villaseñor, A., Y. Yang, M.H. Ritzwoller, J. Gallart (2007), Ambient noise surface-wave tomography of the Iberian Peninsula: Implications for shallow seismic structure, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L11304, doi:10.1029/2007GL030164.