

UNIDADE 03 - Ondas de Corpo (02/05/2016 - 18/05/2016)

Diogo Luiz de Oliveira Coelho¹

ABSTRACT

Esta unidade visa aprofundar no processamento dos registros de ruído sísmico para a reconstrução da EGF de ondas de corpo, assim como na origem do ruído sísmico que permite essa reconstrução.

INTRODUÇÃO

In seismic exploration, one is particularly interested in body-wave reflections, as they provide the highest resolution images of potentially hydrocarbon bearing structures. However, the extraction of body-wave reflections using ambient-noise interferometry has turned out to be much more challenging than the extraction of surface waves from noise. This is in part due to the longer propagation paths between the receivers (and the higher rate of geometric spreading), the more severe restrictions on the distribution of sources for the retrieval of body waves (as pointed out by Wapenaar, 2004, for the retrieval of reflections, sources should be located in the subsurface) and the fact that omnipresent surface-wave noise dominates the generally weaker body-wave noise. In fact, for body waves it is less clear whether any (continuous) noise sources contribute to the synthesis of Green's functions and if any, what are the source mechanisms and distributions. Most studies on noise observations agree that the bulk of the noise recorded at the surface of the Earth consists of fundamental- and higher-mode surface (Rayleigh) waves. Nevertheless, comparisons of spectra measured at the surface and in boreholes also permit the alternative explanation of (standing) body waves (Gupta, 1965, Seriff et al., 1965, Douze, 1967). Only very few studies have observed directly and with confidence the presence of body waves in noise. If any, they appeared to be relatively

low-frequency body waves, probably excited by oceanic microseisms (Toksöz and Lacoss, 1968). In the frequency band of interest for seismic exploration (> 1 Hz), these observations are particularly rare. Nevertheless, at the hand of an example with data recorded in a relatively quiet area, Draganov et al. (2007) showed it was possible to extract body-wave reflections from ambient seismic noise. Because of the specific acquisition geometry used in this experiment, it was only possible to confirm the possible presence of body waves in the raw noise records by examining the polarization of vertically traveling waves (Draganov et al., 2006).

ONDAS DE CORPO NO RUÍDO SÍSMICO AMBIENTAL

O ruído sísmico ambiental é composto majoritariamente de ondas de superfície, como pode ser observado pela grande quantidade de artigos oriundos deste tema após os artigos de Campillo and Paul (2003) e Shapiro and Campillo (2004). Entretanto observa-se que na composição do ruído sísmico ambiental existe uma parcela que é oriunda de ondas de corpo, como mostra [Figura 1](#) e [Figura 2](#). [Figura 1](#) mostram tempos de percursos distintos para o sinal emergente do ruído sísmico ambiental, então pode-se discriminar dois tipos de sinais dentro do registro. Através da análise tempo-frequência pode-se identificar um sinal de alta frequência não-dispersivo, e que após a análise do movimento da partícula identificou uma polarização típica de onda de corpo.

Vimos na unidade passada que o ruído sísmico é composto principalmente por ondas de superfície, e as principais fontes são creditadas a perturbações de pressão na atmosfera e no oceano devido a similaridade da forma do espectro da pressão de fundo oceânico e do espectro do movimento da partícula ruído. É necessário lembrar que as ondas de superfície são predominantes no sinal, isso se torna marcante quando as fontes estão distribuídas próximas à superfície. No entanto, quando as fontes estão em profundidade, como mostrado em Wapenaar et al. (2010), é possível recuperar o sinal das ondas de corpo, através

⁰¹ Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN Centro de Ciências Exatas e da Terra - CCET Departamento de Geofísica Campus Universitário - Lagoa Nova 59072-970 Natal, RN

da interferometria de reflexão. Existe uma necessidade de uma estudo aprofundado sobre como são geradas as ondas de corpo presentes no ruído sísmico ambiental. ? e ? mostram que as ondas de corpo no ruído sísmico ambiental possuem uma fonte distinta das ondas de superfície. Este autores mostram que essas ondas são geradas em tempestades em águas profundas, tal interpretação é feita pela identificação do local da fonte, através do método *beamforming*, sendo correlacionado com grandes tempestades marinhas. Outra fonte para as ondas de corpo é a heterogeneidade local, que está diretamente ligada com o espalhamento. ? mostra o papel do espalhamento na geração do ruído sísmico ambiental, este tem um papel importante porque o primeiro trabalho de interferometria de ruído ambiental, Campillo and Paul (2003), está baseado neste princípio.

? apresenta resultados numéricos para mostrar o motivo das ondas P não serem subestimadas nos registros do ruído sísmico ambiental quando comparadas com as ondas de superfície. Uma razão seria a má distribuição das fontes de ruído, uma distribuição não-homogênea de fontes ao redor dos receptores causam essa baixa representatividade das ondas de corpo nos registros. Para reconstruir as ondas de corpo é necessário um grande número de fontes estacionárias na região do levantamento sísmico, então em uma região onde exista um número limitado de fontes não será fácil recuperar o sinal das ondas de corpo no ruído sísmico ambiental. Essa característica é notada no trabalho de ?, porque logo após o processamento dos dados restaram um número ínfimo de registros de fontes geradoras de ondas de corpo comparados ao número total do levantamento. Quando as fontes estão na superfície, as correlações cruzadas das ondas de corpo contém um produto de ondas refletidas, isso faz com que as amplitudes do sinal sejam menores que as amplitudes verdadeiras das ondas de corpo refletidas. Para reconstruir a amplitude verdadeira das ondas de corpo é necessário que as fontes estejam em profundidade, como mostrado em Wapenaar et al. (2010). Todavia é difícil ter um número grande de fontes em subsuperfície e ter controle deste tipo de fonte, como mostra ?. Logo as ondas de corpo são subestimadas nas correlações cruzadas do ruído sísmico ambiental.

METODOLOGIA APLICADA

A metodologia aplicada na reconstrução da Função de Green Empírica para as ondas de corpo segue os mesmos passos propostos por Bensen et al. (2007). Entretanto algumas etapas deste processamento diferem bastante nos trabalhos apresentados nesta unidade. O principal motivo para isso é o objetivo principal de cada trabalho. Por exemplo, ? necessita da informação da amplitude original dos sismogramas, logo nenhum filtro temporal foi aplicado aos registros, pois as normalizações temporais geram uma distorção nas amplitudes dos sismogramas.

A seguir serão discutidos as etapas de processamento para a reconstrução da função empírica de green para ondas de corpo. Tendo como base os trabalhos de ?, ?, ? e

?. As divergências entre as metodologias abordadas serão discutidas em cada tópico. Tais tópicos são: Preparação do banco de dados, Correlação Cruzada e Processamento da função empírica de Green.

Preparação do banco de dados

O banco de dados utilizados para recuperar as ondas de corpos nos trabalhos de ?, ? e ? é composto por um grande número de estações de banda larga. Já o trabalho de ? utilizou diversos tipos de arranjos sísmicos para recuperar a informação da amplitude do campo sísmico ambiental, tanto para recuperar reposta do impulso em um edifício quanto para informações sobre bacias sedimentares.

? utiliza em seu banco de dados estações sismográficas localizadas em uma área de 11 km^2 na região da falha de San Andres. O tempo total de aquisição utilizado neste trabalho foi de 30 dias. Já ? monta seu banco de dados com estações com distâncias variando aproximadamente de 50 a 600 km. Os dados ficaram 2 anos sendo adquiridos, entre 2007 e 2008, porém foi utilizado apenas um ano de registro para integrar o banco de dados. O trabalho mostrado por ? também utiliza um ano de registros, porém as estações estão espalhadas por todo o globo terrestre.

Como mostrado em Bensen et al. (2007), inicialmente prepara-se os dados da forma da onda individualmente em cada estação. ? mostra o mesmo procedimento removendo a média, tendência e resposta instrumental de cada estação. ? segue o mesmo procedimento que foi utilizado por ?, que no fundo é semelhante ao procedimento inicial de ?, o qual retirou de Bensen et al. (2007) as principais etapas. ? não exemplifica como procedeu nessa etapa inicial, porém não deve fugir do que foi feito, pois esse procedimento inicial não afeta o objetivo de seu trabalho.

A metodologia utilizada para reduzir os efeitos de terremotos nesta unidade é bastante diversificada, pois alguns autores utilizam truques janelas de sinal de tamanhos distintos para reduzir o efeito tanto de terremotos como de picos espúrios. Assim como para amenizar as irregularidades instrumentais e fontes de ruídos não-estacionários próximos à estação. ?, ? e (?) utilizam algo parecido a média-móvel dada por Bensen et al. (2007). Em uma janela de 4 horas de registro é calculada a média da janela, e qualquer sinal que seja maior que três vezes o desvio padrão do sinal da janela é removido. ? não faz uso de nenhuma normalização temporal, pois a normalização temporal altera a amplitude do sinal.

Como abordado em Bensen et al. (2007), o ruído sísmico não é branco no domínio da frequência, então é necessário uma normalização espectral para alargar a banda do sinal e para diminuir a degradação causada por fontes persistentes. ?, ? e (?) aplicam um branqueamento espectral com as seguintes bandas de frequências, respectivamente, 0.1 – 1.3 Hz, 0.1 – 2 Hz e 0.1 Hz – 0.5 Hz.

Correlação Cruzada

Após preparar as séries temporais diárias, a próxima fase é computar as correlações cruzadas entre as componentes radial, vertical e transversal, e posteriormente o empilhamento, de acordo com o objetivo de cada trabalho. Pois se for para o cálculo das velocidades para ondas Rayleigh, só é necessário a correlação cruzada entre as componentes verticais, se for para ondas Love, somente as componentes transversais. Bensen et al. (2007) mostra que mesmo com distâncias entre as estações sendo muito longas ou curtas deve-se fazer a correlação entre todas os pares de estações possíveis. No futuro deve-se fazer a seleção das medidas aceitáveis. O número total de pares de estações possíveis é dado por $n(n-1)/2$, onde n é o número de estações. Lin et al. (2008) mostra uma correlação entre as componentes E-E, E-N, N-N, N-E, pois os dados não foram rotacionados previamente, porém o autor mostra esse pré-processamento não altera o operador de rotação, citando a característica cumulativa do mesmo.

A correlação cruzada das séries temporais, com tamanho de 1 dia no caso de Bensen et al. (2007), é feita no domínio do tempo e empilha-se as correlações cruzadas diárias para corresponder a uma longa série temporal. O resultado da correlação cruzada são funções do tempo com dois lados, positivo e negativo, com coordenadas em função do tempo, isto é, correlação dos atrasos positivo e negativo. O tamanho da série temporal irá depender do grupo de velocidade das ondas e da distância entre as estações. Somente após a computação da correlações cruzadas entre os pares de estações que Lin et al. (2008) rotaciona as componentes leste-E e norte-N para transversal-T e radial-R. Segundo o autor fazendo essa opção de rotacionar as componentes tardiamente economiza-se tempo de processamento e espaço físico, e não há interferência no resultado final. Ekström et al. (2009) faz a correlação cruzada dos sinais após transformar os sismogramas para o domínio da frequência. A técnica utilizada para isso é a multiplicação espectral.

A parte positiva da correlação cruzada é chamada de sinal "causal" e a parte negativa de "acausal". Bensen et al. (2007) mostra que essas formas de onda representam ondas viajando em direção opostas entre o par de estações. Se as fontes do ruído ambiental são distribuídas homogeneamente em todas as direções, a parte causal e acausal devem ser idênticas. No entanto, se assimetrias consideráveis na amplitude e no espectro são observadas, existe diferenças nas fontes e na distribuição azimutal das mesmas, como é mostrado por Schulte-Pelkum et al. (2004) e Stehly et al. (2006). Bensen et al. (2007) mostra que somando os dois lados do sinal, causal e acausal, gerando um sinal único pode-se aumentar a razão sinal-ruído, o sinal resultante é chamado de sinal simétrico.

O empilhamento das correlações cruzadas entre os pares de estações é feito para aumentar a razão sinal-ruído. Pois quanto maior o número de correlações, maior a quantidade de sinal coerente está se aglutinando. O empilhamento é feito linearmente ponto a ponto, pois todos os

registros tem o mesmo tamanho. Com isso o resultado final é o sinal de uma onda de superfície emergindo das correlações cruzadas nas séries temporais, como mostra Bensen et al. (2007) e Lin et al. (2008), e em espectros, como visto no trabalho de Ekström et al. (2009). Para as correlações entre as componentes Z-Z tem-se o sinal da onda Rayleigh e para a componente T-T o sinal da onda Love.

Processamento da função empírica de Green

PAPEL DO ESPALHAMENHO E DA ATENUAÇÃO

asdf

RESULTADOS E DISCUSSÕES

A reconstrução da função de Green empírica de uma onda de superfície requer um certo cuidado no processamento dos registros sísmicos, como mostra os trabalhos de Bensen et al. (2007), Lin et al. (2008) e Ekström et al. (2009). Mas não só isso, também deve-se atentar para a fonte deste ruído. Os trabalhos de Rhie and Romanowicz (2004), Schulte-Pelkum et al. (2004) e Kedar and Webb (2005) descrevem a sazonalidade e a direcionabilidade desta fonte, logo são características importante na hora de fazer o tratamento adequado dos dados.

Várias formas de calcular as velocidades de grupo e fase foram apresentadas nessa disciplina, como os trabalhos de Levshin et al. (1992), Bensen et al. (2007), Lin et al. (2008) e Ekström et al. (2009), porém foi nítido que o cálculo da velocidade de grupo é muito mais atraente pelo ponto de vista da facilidade computacional e quando visto da quantidade pequena de incertezas nas medidas. Porém metodologias tentaram diminuir as incertezas associadas às medidas da velocidade de fase das ondas de superfície, como os trabalhos de Lin et al. (2008) e Ekström et al. (2009).

CONCLUSÕES

REFERÊNCIAS

- Bensen, G. D., M. H. Ritzwoller, M. P. Barmin, A. L. Levshin, F. Lin, M. P. Moschetti, N. M. Shapiro, and Y. Yang, 2007, Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements: **169**, 1239–1260.
- Campillo, M., and A. Paul, 2003, Long-range correlations in the diffuse seismic coda: **299**, 547–549.
- Ekström, G., G. A. Abers, and S. C. Webb, 2009, Determination of surface-wave phase velocities across USArray from noise and aki's spectral formulation: **36**, L18301.
- Kedar, S., and F. H. Webb, 2005, The ocean's seismic hum: **307**, 682–683.
- Levshin, A., L. Ratnikova, and J. Berger, 1992, Peculiarities of surface-wave propagation across central eurasia: **82**, 2464–2493.

- Lin, F.-C., M. P. Moschetti, and M. H. Ritzwoller, 2008, Surface wave tomography of the western united states from ambient seismic noise: Rayleigh and love wave phase velocity maps: **173**, 281–298.
- Rhie, J., and B. Romanowicz, 2004, Excitation of earth's continuous free oscillations by atmosphere–ocean–seafloor coupling: **431**, 552–556.
- Schulte-Pelkum, V., P. S. Earle, and F. L. Vernon, 2004, Strong directivity of ocean-generated seismic noise: **5**, Q03004.
- Shapiro, N. M., and M. Campillo, 2004, Emergence of broadband rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise: **31**, L07614.
- Stehly, L., M. Campillo, and N. M. Shapiro, 2006, A study of the seismic noise from its long-range correlation properties: **111**, no. B10, B10306.
- Wapenaar, K., D. Draganov, R. Snieder, X. Campman, and A. Verdel, 2010, Tutorial on seismic interferometry: Part 1 — basic principles and applications: **75**, 75A195–75A209.