MODELADO NUMÉRICO PARA EL ESTUDIO DEL SUBSUELO EN REGIONES URBANAS A TRAVÉS DEL MÉTODO DE INTERFEROMETRÍA SÍSMICA

NUMERICAL MODELLING TO STUDY THE SUBSOIL OF URBAN REGIONS USING SEISMIC INTERFEROMETRY METHODS

JAHIRO DAMIAN MIRANDA CALVET[†] & WEBE MANSUR[‡]

Instituto Alberto Luiz Coimbra - COPPE. Universidade Federal de Rio de Janeiro ^{†‡} Laboratorio de Métodos de Modelaje y Geofísica Computacional - LAMEMO (Recibido 12 de abril de 2018; aceptado 1 de junio de 2018)

RESUMEN

Medidas basadas en interferometria sísmica pueden ser usadas para monitorear constantemente ruido urbano originado por diversas fuentes como vías de tren, transito en carreteras, construcciones civiles, entre las más usuales. El ruído de cada fuente es percibido por geofonos que tienen la capacidad de grabar extensos periodos de tiempo. Aplicando el método de correlación cruzada sobre los registros adquiridos, es posible recuperar la reflexión de la onda sísmica y conocer el estrato de una región estudiada. La calidad de los registros principalmente depende de la distribución de las fuentes, el tiempo de grabado y la longitud de onda de cada fuente. Para estudiar la relación de estas variables, se realizó un modelaje computacional de una prospección sísmica sobre tres modelos geológicos relacionados al tunel "Prefeito Marcello Alencar" en Rio de Janeiro, Brasil. Los resultados obtenidos por cada modelo fueron comparados entre una fuente y multifuentes sísmicas. Mostrando así, el potencial que el método de prospección IS tiene y cómo podría servir para la prevención de riesgo urbano.

Código(s) PACS: 95.75.Kk — 93.85.Rt — 02.70.Hm

Descriptores: Interferometría — métodos sísmicos — métodos espectrales

ABSTRACT

Measurements based on seismic interferometry can be used to constantly monitor urban noise produced by and transmitted through a variety of sources and media, such as, rail tracks, road traffic and civil constructions. Geophones with the ability to record for long periods of time, measure the noise of each seismic source. Applying the cross-correlation method to the acquired measurements we obtain the retrieved reflection of the seismic wave and the stratum of the studied region. The quality of the data depends on the distribution of the sources, the recorded time and the wavelength of each source. To study the relationship of these variables computational modelling of a seismic survey was carried out on three geological models related to the "Prefeito Marcello Alencar" tunnel in Rio de Janeiro, Brazil. For each model, the results obtained were compared between a single seismic source and multisources. Results demonstrate the potential of the survey method and how it could contribute to the prevention of urban risks.

Subject headings: Interferometry — seismic methods — spectral methods

1. INTRODUCCIÓN

Diversas regiones urbanas alrededor del mundo tienen problemas en el subsuelo, ya sea por causas naturales o por la intervención humana a través de construcciones civiles. Por ejemplo el año 2011 en la ciudad de La Paz-Bolivia, un área entre 0.8 y 1 km^2 desmoronó, dejando aproximadamente 5000 personas damnificadas; la razón aparentemente fue por "una activación geodinámica, cuyo promer reg-

[†]Email: jahiro@coc.ufrj.br [‡]http://www.coppe.ufrj.br istro data de 1930" (Observador 2011). El 2007 en la ciudad de São Paulo en Brasil, colapsó una área urbana que ha sido afectada por la construcción de la línea amarilla de metro (Francisco et al. 2017). La ciudad de México tiene un proceso de subsidencia en el rango de decenas de cm/año debido a la extracción de agua subterránea para el consumo(Tomar et al. 2009).

En todos esos ejemplos es posible percibir denominadantes señales de baja frecuencia, usualmente llamadas por "ruido ambiente", provenientes del subsuelo y que suelen portar informacón de la estruc-



FIG. 1.— Vista satelital del tunel (superior) y el estrato usado para el modelaje (inferior) (O Globo 2015).

tura geológica (estrato) de forma intrínseca en cada señal registrada por un receptor sísmico(Nakata et al. 2011).

Es este articulo se propone aplicar el método de interferometría sísmica para monitorear el ruído ambiente de forma constante y desde la superficie de áreas urbanas, mediante una prospección SSP 1 .

Con los datos adquiridos del modelaje computacional puede crearse una amplia base de datos que luego serían comparados constantemente con datos reales, adquiridos de una prospección sísmica; así, poder interpretar de forma más precisa alteraciones geológicas en tiempo real y que que sirvan para definir posibles índices de riesgo urbano.

Es por esta razón se ha modelado el tunel "Prefecto Marcello Alencar"² de la ciudad Rio de Janeio en Brasil, puesto que al rededor tunel, se encuentran diversas estructuras generadoras de ruído sísmico, como ser un aeropuerto para vuelos nacionales, puertos marítimos comerciales en la bahia de Guanabara, lineas de tren, de metro, construcciones civiles y transito urbano (Porto Maravilha 2015; Andreatta et al. 2009).

2. TEORÍA

En geofísica se observa los modelos geológicos como un conjunto de lentes ópticos, equivalente al sistema presentado en el experimento "los anillos de Newton" en el siglo XVIII. En dicho experimento un haz de luz tiene reflexiones cuando pasa de un medio con propiedades físicas **n**, para otro medio con propiedades **n**' (\forall **n** \neq **n**'); creado así, un padrón de interferometría compuesta por regiones de onda construtiva y destructiva.

De forma similar, una onda sísmica que viaja a través de un estrato con diferentes propiedades físicas n^i ($\forall i \in \mathbb{N}$) tiene diversas reflexiones ocasionados por cuerpos incrustados en el medio, creando así un desfase de señal conocida como "estática" (Schulster 2009).

La estática sísmica puede ser corregida aplicando el concepto de "redatuming" (Zhou et al. 2018), basado en receptores virtuales (geófonos) (Mehta et al. 2007), que actuan como si grabaran la señal desde un punto diferente a su posición de origen

 2 El tunel Prefecto Marcello Alencar tendrá el acrónimo de t
PMA en este artículo.



FIG. 2.— Izq: Sistema óptico experimental "Anillos de Newton". Der: Sistema geofísico entre fuentes y receptores, basado en un sistema óptico (Schulster 2009).



FIG. 3.— Sistema fuente-receptor en coordenadas (\vec{x}', t') - (\vec{x}, t) .

(fig.2).

Para expresar de mejor forma una prospección por interferometría sísmica, partimos de un sistema simple de fuente-receptor (fig. 3) donde una onda sísmica que viaja a través de un medio inhomogéneo es descrita matemáticamente por la ecuación diferencial parcial 1 (Wapennar et al. 2010; berkhout 1987).

Cuya clasificación es definida como una ecuación hyperbólica de solución $f_{(x \pm v f)}$, y que expresa la perturbación del medio percibida por el receptor como una función delta de Dirac (Stephenson 1975).

$$\ddot{u}_{(\vec{x},\vec{x}';t,t')} - v^2 \bigtriangledown^2 u_{(\vec{x},\vec{x}';t,t')} = \delta_{(\vec{x}-\vec{x}')} \delta_{(t-t')}$$
(1)

Considerando la función de Green (expresada por la letra G), como una solución de un sistema, se tiene que:

$$\ddot{G}_{(\vec{x},\vec{x}';t,t')} - v^2 \bigtriangledown^2 G_{(\vec{x},\vec{x}';t,t')} = \delta_{(\vec{x}-\vec{x}')} \delta_{(t-t')}$$
(2)

Ahora bien, la solución de la ecuación 1 puede ser resuelta asumiendo que la función de Green es conocida, lo que resume el problema en la integración en una integral doble.

$$u = \int \int_{\Omega} G_{(\vec{x}, \vec{x}'; t, t')} f_{(\vec{x}', t')} d\vec{x}' dt'$$
(3)

Extrapolando el concepto para **s** numero de fuentes en la coordenada \vec{x}_s y **r** número de receptores en la coordenada \vec{x}_r , dentro de un dominio Ω , tenemos que cada receptor percibirá el registro sísmico de cada fuente.

Es decir, si consideramos dos receptores A y B que registran la perturbación de una misma fuente S, la función de Green en cada receptor es determinada por una función independiente.

¹ SSP - Surface Seismic Profile



FIG. 4.— La convolución (*) entre dos funciones primarias f(t) y g(t) dan como resultado una función de primer orden.



FIG. 5.— La correlacion (\otimes) entre una función primaria f(t) y otra función de primer orden g(t), dan como resultado una función de reflexión primaria.

$$G_{(\mathbf{x}_A, \mathbf{x}_s, t)} = \delta_{(t-t_A)} = f_{(t)}, \qquad \left(t_\mathbf{A} = \frac{\mathbf{x}_A - \mathbf{x}_s}{v}\right)$$
(4)
$$G_{(\mathbf{x}_B, \mathbf{x}_s, t)} = \delta_{(t-t_B)} = g_{(t)}, \qquad \left(t_\mathbf{B} = \frac{\mathbf{x}_B - \mathbf{x}_s}{v}\right)$$
(5)

Aplicando el operador de correlación sobre las funciones $f_{(t)}$ y $g_{(t)}$, se obtiene la respuesta de la fuente sólo entre los dos receptores A y B.

$$G_{(x_B,x_s,t)} \star G_{(x_A,x_s,-t)} = f_{(t)} \otimes g_{(t)} = G_{(x_B,x_A,t)}$$
(6)

En la figura 4 se observa cómo el operador de convolución es aplicado sobre dos registros sísmicos (funciones $f(t) \ge g(t)$), donde cada registro es generado por dos receptores (geófonos) A y B, los cuales perciben la primera reflexión de onda de la fuente S. Al aplicar el operador de convolución sobre esas funciones dan como resultado una función de primer orden, esto es equivalente a decir que el receptor B percibe la segunda reflexión de la onda en un desfase de tiempo τ .

En la figura 5 se observa cómo el operador de correlación al ser aplicado sobre sobre un registro primario y uno de primer orden, generan una función con la que puede discriminarse la posición de la fuente sísmica. Esto es clave en la IS^3 ya que en una prospección sísmica es indispensable conocer la localización de la fuente para el procesamiendo de datos; sin embargo, al no ser necesario conocer la localización de la fuente, resulta ventajoso trabajar con la posición de los receptores ya que puede trabajarse con una o várias fuentes sin importar su localización original. Así, la correlación trabaja directamente sobre la función de Green (ec. 6), la cuál describe la

³ IS - Interferometría sísmica

respuesta de un medio que propaga la perturbación de una fuente sísmica.

Con base en la teoría de sismologia, la generación de sismogramas sintéticos \vec{u} se rige por la convolución de 4 variables fundamentales: $s_{(t)}$ es el ruído de la fuente sísmica, $g_{(t)}$ es la propagación de la onda, $q_{(t)}$ la atenuación de la señal en el medio e $i_{(t)}$ que es la respuesta instrumental. Sin embargo, es usual considerar la atencuación como parte de la respuesta del medio, por lo que puede considerarse también a las funciones $g_{(t)}$ y $q_{(t)}$ como una sola variable. Siendo ésta respuesta del medio, la función de Green (Batllo & Correig 1987).

$$u_{(r,t)} = s_{(t)} \star \underbrace{g_{(t)} \star q_{(t)}}_{f(t)} \star i_{(t)} \star i_{(t)}$$
(7)

La función de ruido sísmico en la realidad se comporta como una onduleta (denominada comúnmente como "wavelet"), por lo que es necesario aplicar una autocorrelación a la función $s_{(t)}$ antes de ser convolucionada con la función de Green (Wapenaar et al. 2010).

$$S_{(t)} = s_{(t)} \star s_{(-t)}$$
 (8)

Así, los sismogramas sintéticos generdos por una fuente de ruído sísmico entre dos receptores, es dada por:

$$G_{(x_A, x_B, t)} \star S_{(t)} = u_{(x_A, x_s, t)} \star u_{(x_B, x_s, t)}$$
(9)

Finalmente, habiendo definido la fuente como ruído sísmico, solo resta expresar el caso en que cada receptor pueda percibir un campo de ruído difernete \mathbf{m} ó \mathbf{n} , para ello es aplicado el concepto de correlación cruzada (Thorbecke & Draganov 2010).

$$u_{(x_A,t)} = \sum_{m=1}^{n} G_{(x_A, x_s^m, t)} \star S_{m(t)}$$
(10)

$$u_{(x_B,t)} = \sum_{n=1}^{n} G_{(x_A, x_s^n, t)} \star S_{n(t)}$$
(11)

Para **m** e **n** fuentes que pasan por las estaciones A y B, su producto <> dará como resultado el ruído medio del sistema < $S_{m(t)} \star S_{n(t)} >= \delta_{mn}S_{(t)}$, donde δ_{ij} representa la delta de Kronecker.

$$< u_{(x_B,t)} \star u_{(x_A,-t)} > = \left[G_{(x_B,x_A,t)} + G_{(x_B,x_A,-t)} \right] \star S_{(t)}$$
(12)

3. METODOLOGIA

Con la información estratigráfica observada en la figura 1, se construyó una tabla de propiedades físicas de cada material presente en el subsuelo (Mavko 2001; Elbra et al. 2011).

Se implementó tres modelos geológicos (fig. 7) con los que se recuperaró la reflexión de ondas sísmicas y se construyó una comparación gráfica entre una

TABLA 1 Propiedades físicas de los materiales presentes en el modelo geológico del túnel "Prefeito Marcello Alencar".

Elementos del subsuelo	$\rho\left[\begin{array}{c}\frac{Kg}{m^3}\end{array}\right]$	$V_p\left[\begin{array}{c} \frac{m}{s} \end{array}\right]$	$V_s \left[\begin{array}{c} \frac{m}{s} \end{array} \right]$
Aterro (relleno con tierra)	1700 - 2400	250 - 550	147 - 323
Sedimentos Marinos	2000 - 2400	1100 - 2500	200 - 800
Sapolítico	2100 - 2500	2000 - 3500	800 - 1800
Saprólito	2100 - 2500	2000 - 3500	800 - 1800
Gneis	2500 - 2700	4400 - 5200	2700 - 3200



FIG. 6.— La wavelet de Ricker.

prospección con 1 y 100 fuentes sísmicas. Las coordenadas para una fuente sísmica (monofuente) fueron establecidas como constantes, el tiempo de grabado en los receptores fue de 3 [s] y el función para la wavelet fue definida por la 1^{ra} derivada de la función Gaussiana, dada por g_1 :

$$g_1 = \frac{f}{\sqrt{2}f_p} e^{-\frac{f^2}{2f_p^2}}.$$
 (13)

Donde f en la frecuencia máxima (definida en 30[Hz]) y f_p es la frecuencia de pico (definida en 15 [Hz]); la razón del porqué se está usando esta wavelet es para tener una imagen más limpia sin dobles amplitudes para una misma reflexión, como es el caso de la segunda derivada de Gauss, también conocida como fuente de *Ricker wavelet* (fig. 6).

Las coordenadas espacio-temporales de las 100 fuentes sísmicas (multifuentes) fueron establecidas como aleatorias, con tiempo de grabado en los receptores de 6, 10, 30, 60 y 120 [s], una frecuencia límite de 30 [Hz] y la wavelet para cada fuente alternada de forma aleatoria entre la funcion Gaussiana g_0 , su 1^{ra} y 2^{da} g_2 derivada, respectivamente:

$$g_0 = e^{-\frac{f^2}{2f_p^2}}.$$
 (14)

$$g_2 = \frac{f^2}{f_p} e^{-\frac{f^2}{f_p^2}}.$$
 (15)

Finalmente, la longitud de onda de cada fuente fue establecida en función al tiempo de grabación, el tiempo de actividad que tiene cada fuente es aleatoria y no está restricta a al tiempo de grabación, con lo que cada fuente puede terminar o continuar su perturbación al medio en cualquier tiempo. Los geófonos fueron posicionados a cada 10 [m] en la superficie de cada modelo; todas las fuentes fueron definidas como monopolares y el medio de propagación es de tipo acústico⁴.

La condición de borde aplicada en todos los modelos, es tipo PML 5 definida con paredes absorventes.

El primer modelo consiste en dos capas con velocidades mínimas (Aterro) y máximas (Gneis) vistas en la tabla 1; en el segundo modelo se aplicó una falla de tipo inversa sobre el primer modelo; en el tercer modelo se aplicó todas las capas presentes en tPMA (fig. 1).

El hardware usado para el modelado consta de un procesador AMD Phenom(tm) II X4 945, de 4 núcleos de 64 bits, una frecuencia de procesamiento de 0.8-3 GHz y 4GB de RAM sin recurso GPU.

Todo software usado en el modelado es de código abierto y bajo licencias GNU: FDELMODC está enfocado a la interferometría sísmica y permite grabar por extensos periodos de tiempo (Thorbecke 2016); Seismic Unix ejecuta parte de los cálculos hechos por FDELMODC y grafica los resultados (Stockwell & Cohen 2002); adicionalmente se usaron lenguages BASH y AWK (Close et al. 1995), para la ejecución de scripts y procemiento de datos; por último, GNUPLOT en la comparación de sismogramas (Janert Philipp 2016).

Con esas caracteristicas de hardware, fue necesario evaluar la eficiencia del tiempo en el modelado para las multifuentes; así, se realalizaron diversas pruebas variando el número de fuentes de 1 a 3000 y posteriormente el intervalo de tiempo de gravado en los receptores para obtener una buena resolución de imagen (de 1 a 150 [s]); dando un buen resultado al trabajar con 100 fuentes y un intervalo máximo de tiempo de grabado en 120 [s].

El procedmiento inicial para el modejale consiste en crear una malla con espaciamiento bidimensional h entre los nodos, dado por $\Delta h = \Delta x = \Delta z$, siendo x la distancia (offset) lateral y z la profunidad, ambos dado en metros. El valor Δh es relevante en el modelaje, ya que permite establecer una estabilidad en la discretización del sistema a través del número de Courant (0.606 en este caso). Partiendo de las ecuaciónes de Hooke y Newton para un sistema linealizado de 1^{er.} orden, se define la ecuación de onda para un medio acústico, dada por:

$$\frac{\partial V_x}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \tag{16}$$

$$\frac{\partial V_z}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} \tag{17}$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} = -\frac{1}{k} \left[\frac{\partial V_x}{\partial t} + \frac{\partial V_z}{\partial t} \right]$$
(18)

Donde P es el campo de presión acústica, ρ es la densidad, k la compresibilidad V_x campo de velocidad lateral y V_z el campo de velocidad en profun-

 4 Los medios de propagación pueden ser de tipo acústico, elástico, visco
acústico y visco
eslástico.

⁵ PML - Perfectly Matched Layer

PROSPECCIÓN MEDIANTE INTERFEROMETRÍA SÍSMICA



FIG. 7.— Izq: prospecciones sísmicas con 1 fuente (cuadrado negro). Der: prospecciones sísmicas con 100 fuentes sísmicas (lineas en negro). Los geófonos son posicionados en la superficie de cada modelo (0 [m]).



FIG. 8.— Conjunto de sismogramas sintéticos para el campo P (izq), V_x (cen) y V_z (der).

didad. Los valores de P, V_x y V_z son establecidos en cada nodo de la malla, para luego ser calculadas a través de un algoritmo implementado por el método de diferencias finitas, cuya aproximación es realizada por la ecuación Crank-Nicolson de $4^{ta.}$ orden en 2D.

3.1. Modelo 1 con una fuente sísmica

La figura 8 es el resultado de los sismogramas sintéticos para los campos P, V_x y V_z . En las imagenes puede observarse claramente la reflexión generada por la segunda capa, compuesta por Gneis, próximo a los 0.4 [s], cuyo valor teórico es determinado por la relación $v_p = \frac{2z}{t}$, donde v_p es la velocidad de la onda P que se propaga a través de la primera capa del modelo.

Del conjunto de sismogramas sintéticos generados



FIG. 9.— Espectro de frecuencias de la wavelet en el origen de la fuente (izq), la wavelet en un tiempo t_0 (cen) y respuesta del medio percibida en el receptor en un tiempo t (der).



FIG. 10.— El ruído sísmico es graficado para los campos P (izq), V_x (cen) y V_z (der).



FIG. 11.— Sismograda de cada fuente (izq) y factor de correlación cruzada entre las fuentes (der).

en cada geofono se extrae el sismograma central, denominado como "traza central", para observar cómo responde el medio a la perturbación ocasionada por la fuente sísmica (fig. 9).

3.2. Modelo 1 para multi fuentes sísmicas

La figura 10 es resultado del conjunto de sismograma sintéticos graficados para los campos P, V_x y V_z en los primeros 4[s] de grabado de un total de 10[s]. En ella, aparecen diversas fuentes activas, no dejando clara la reflexión generada por la capa de Gneis.

Para analizar el registro de cada fuente (fig.11), se observa el sismograma que genera cada una de ellas y un fator de correlación que permite analizar cuales fuentes pueden ser discriminadas si su valor es próximo a cero (fig. 12).

Observando el instante en que cada fuente inícia su actividad y el tiempo que demora activa, puede determinarse el origen de la fuente (como ejemplo en



FIG. 12.— Sismograda de cada fuente (izq) y factor de correlación cruzada entre las fuentes (der).



FIG. 13.— Instante en el que se activa cada fuente versus el tiempo en el que la fuente está activa a lo largo del tiempo.



FIG. 14.— Autocorrelación de las fuentes sísmicas.

una prospección real, la perturbación que ocasiona un tren al pasar por elk área de estudio). También, si la fuente es eventual, pulsante o continua en el tiempo, mediante diversos gráficos a lo largo del tiempo (fig. 13).

Haciendo uso de la ecuación 8 se obtiene la autocorrelación de las trazas sísmicas de cada fuente y se extrae la traza central (fig. 14).

Sobre la correlación de la traza central autocorrelacionada con el resto de trazas no autocorrelacionadas se clasifican los registros sísmicos según el tipo de valor de tiempo tengan. Valores de tiempo positivos son clasificados como "Función Causal", para valores de tiempo negativos los datos son clasificados como "Función No Causal". Entiendase, de forma simple, la función Causal como el trayecto de onda originada desde la fuente al medio y a la función No Causal como el trayecto de onda desde el



FIG. 15.— Fila superior: se compara el modelo 1 para el caso de una fuente sísmica (izq) y diversas fuentes con tiempo de grabado en 6 [s] (cen), 10[s] (der). Fila inferior: 30[s] (izq), 60[s] (cen) y 120[s](der).

medio hacia la fuente, siendo está última un caso no real pero con importante contribución de análisis en el modelado computacional.

Sumando las funciones Causal y No Causal se genera una función llamada "ADD", con ella se identificó la reflexión de onda generada por la segunda capa del modelo 1.

La figura 15 muestra la comparación entre una prospección sísmica con 1 y 100 fuentes sísmicas en el modelo 1.

En ella puede observarse claramente que la reflexión generada por la segunda capa aparece próximo a los 0.4 [s] (valor teórico). Sin embargo, cabe mencionar que para el caso de 1 fuente se graficaron los datos de forma directa a la adquisición y filtrando el ruído ambiente; para el caso de 100 fuentes, se graficaron las funciones ADD, sin filtrar el ruído ambiente y con diferentes intervalos de tiempo de grabado en los receptores. Comparando solo la traza central de cada registro mostrado en la figura 15, se observa cómo la amplitud del ruído se atenua y deja más clara la amplitud de la reflexión a medida que se incrementa el tiempo de grabado.

Al comparar las trazas centrales en una sola figura (fig. 16), se pbserva una amplitud de reflexión común que representa la reflexión de la segunda capa del modelo.

Sobre el punto máximo de cada cresta de reflexión común, se hizo una lectura de tiempo con el que posteriormente se realizó una regresión lineal (fig. 17) con tendencia hacia el valor teórico, a mayor número

PROSPECCIÓN MEDIANTE INTERFEROMETRÍA SÍSMICA



FIG. 16.— De izquierda a derecha. En el modelo 1, se comparan las trazas centrales para 1 fuente y 100 fuentes con tiempos de grabado en 6, 10, 30, 60 y 120 [s].



FIG. 17.— Reflexión común de las trazas centrales indicadas con la flecha azul (sup.). La refregión lineal es generada a partir de las lecturas en la cresta de reflexión común, sólo para los valores de multifuentes (inf.).

de intervalos para el tiempo de grabado. Caso algún intervalo de tiempo (número de muestra) esté completamente desfazada al tiempo teórico, puede ser aplicado el criterio de Chauvenet para discriminarlo.

3.3. Comparación de modelos

Repitiendo el mismo procedimiento sobre los modelos 2 y 3, acontinuación (fig. 18) se presenta para los tres modelos, la comparación de los sismogramas con una 1 (con 3 [s] de grabado) y 100 fuentes (con 120 [s] de grabado, sin embargo, por razones de escala se presentan ambos en 3 [s]).

Realizando una ampliación sobre un offset de $\pm 300[m]$ en el modelo 3 (multifuente), se puede ver que el modelado si muestra la reflexión de las 3 capas presentes por encima del tPMA (19), ya para poder observar la presencia del tunel (donde la señal sísmica es atenuada), es necesario incrementar un tiempo de grabado superior a los 120 [s] y aplicar otros procesamientos sísmicos como inversión de onda, migración entre los más relevantes o espectro de velocidades en profundidad.

Observando las trazas centrales para cada modelo



FIG. 18.— La columna a la izquierda representa el modelo 1, la columna central el modelo 2 y la tercera el modelo 3. La fila superior muestra los modelos con una fuente activa y la fila inferior con diversas fuentes activas para 120[s] de grabado. Todos las imágenes para las multifuentes son obtenidas a partir de la función ADD.



FIG. 19.— Ampliación en el modelo 3 con multifuentes a un offset de $\pm 300[m]$.

con 1 y 100 fuentes, se observan amplitudes comunes que indican la reflexión de onda (fig. 20).

El pico común de reflexión en las trazas centrales de los modelos 2 y 3, con 1 y 100 fuentes, se presenta en la figura 21, en ella se realiza la lectura de tiempos que son marcados sobre la mayor amplitud, indicadas por las flechas azules.

3.4. Conclusiones

La comparación hecha en cada modelo para una prospección con una o várias fuentes sísmicas presentan resultados similares, esto demuestra que el método IS es una potencial herramienta de prospección no sólo aplicada en la geofísica, si no también, en áreas relacionadas a propagación de on-



FIG. 20.— Trazas centrales para 1 fuente (columna izquierda) y 100 fuentes (columna derecha). amplitud de la reflexión de onda de los modelos 1 (fila superior), modelo 2 (fila central) y modelo 3 (fila inferior).

das en medios físicos, cómo se ve en ciencias e ingenierias. Con lo observado en este trabajo se concluye que los objetivos propuestos fueron alcanzados satisfactoriamente, puesto que la principal hipotesis planteada fue la efectividad del método IS comparado con una prospección sísmica tradicional.

En los modelos 1 y 2 (fig. 18) se observó con claridad la reflexión de onda ocasionada por la presencia de la capa de Gneis. Sin embargo, en este estudio no se aplicó el análisis de mínima resolución debido, es posible incrementar el tiempo de grabado en tiempos de grabado mucho mayores, así percibir una mínima variación de en las capas del modelo geológico, aunque esto representa un mayor costo de recursos computacionales en el modelado; pese a ello, el mismo método IS aplicado a fecuencias aún menores, permite estudiar microfallas desde el campo de la microsísmica.

En el modelo 3 se puede observar la presencia de las diferentes capas geologicas del modelo propuesto inicialmente, aunque la intensidad de reflexión de las multiples ondas sísmicas haya resultado algo tenue. Para mejorar esto, es neceario incrementar el intervalo de tiempo de grabado en los receptores. Otra forma de mejorar esto es considerar regiones de mayor influencia, por ejemplo que todas las fuentes estén distribuidas aleatoriamente próximas a la superficie sin exceder unas decenas de profundidad; en



FIG. 21.— En las imagenes se observa el pico de reflexión común (flecha azul), para los modelo 2 (superior) y modelo 3 (inferior).

un próximo articulo se espera mostrar los resultados de esta última afirmación sobre el tPMA y pruebas similares aplicadas a mineria.

Los resultados obtenidos en este trabajo hacen parte de una base de datos para modelos acústicos, el siguiente paso a seguir es continuar el modelado aplicado a medios con propiedades físicas tipo elásticas, viscoelásticas y viscoacústicas, sobre estratos más complejos que puedan reflejar en mejor medida diversas estructuras geológicas reales.

Con todo el procedimiento mostrado, puede construirse una red de receptores distribuidos en una región urbana que generen registros sísmicos constantemente, con esos datos crear modelos sintéticos que reproduzcan no sólo el estrato en tiempo real, si no también ofrecer las propiedades del medio como ser su densidad y velocidades sísmicas entre otras importantes.

REFERENCIAS

- Andreatta, V., Pace, M., & H., R. 2009, Coleção estudos cariocas
- Batllo, J. & Correig, M. 1987, Estudios Geológicos, 43, 459
- berkhout, A. 1987, Applied Seismic Wave Theory (Universidad de California, USA: Elsevier)
- Claerbout, J. 1968, Geophysics, 33, 264
- Close, B., Robbins, A., Rubin, P., Stallman, R., & Oostrum, P. 1995, The AWK Manual (Cambridge, MA 02139. USA: Free Software Foundation, Inc.)
- Elbra, T., Karlqvist, R., Lassila, I., Edward, H., & L., P. 2011, Geophysical Journal International, 405
- Francisco, J., Silva, M., & Clotilde, M. 2017, II Encontro de Iniciação Científica e Pós-Graduação
- Janert Philipp, K. 2016, GNUPLOT in action (Shelter Island, NY 11964. USA.: Manning Publications Co.,2016.)
- Mavko, G. Conceptual Överview of Rock and Fluid Factors that Impact Seismic Velocity and Impedance (Stanford Rock Physics Laboratory), 1–40
- Mehta, K., Bakulin, A., Sheiman, J., Calvert, R., & Snieder, R. 2007, Geophysics, 72, V79
- Nakata, N., Snieder, R., Tsuji, T., LArner, K., & Matsuoka, T. 2011, Geophysics, 76, SA97

- O Globo, G. 2015, Rio de Janeiro, a cidade dos túneis, https://infograficos.oglobo.globo.com/rio/rio-cidade-dostuneis.html
- Observador, E. 2011, Lluvias causan derrumbe de casas en barrios de La Paz, https://www.elobservador.com.uy/lluvias-causanderrumbe-casas-barrios-la-paz-n109629
- Porto Maravilha, C. 2015, Esclarecimentos sobre o Túnel Prefeito Marcello Alencar. Companhia de Desenvolvi-mento Urbano da Região do Porto do Rio de Janeiro, http://portomaravilha.com.br/viaexpressa
- Schulster, G. T. 2009, Seismic Interferometry (University of Utah, USA: Cambreidge University Press)
- Stephenson, G. 1975, Uma introdução as equações diferenciais parciais para estudantes de ciências, 1st edn. (R. Peixoto Gomide, São Paulo, Brasil.: Edgar Blucher Itda)
- Stockwell, W. & Cohen, K. 2002, The new SU User's Manual (Golden, CO80401. Estados Unidos: The Society of Exploration Geophysicist)
- Thorbecke, J. 2016, 2D Finite-Difference Wavefield Modelling. Fdelmodc Manual, 1st edn., Delf University
- Thorbecke, J. & Draganov, D. 2010, Geophysics, 76, H1
- Tomar, R., Herrera, G., Delgado, J., & Peña, F. 2009, Ciencias de la Tierra, 295
- Wapenaar, K., Ruigrok, E., Neut, J., Draganov, D., Hunzinker, J., Slob, E., & Thorbecke, J. 2010, 43, 459
 Wapennar, K., Draganov, D., Sneider, R., Campman, X., & Verdel,
- A. 2010, Geophysics, 75, 195
- Zhou, W., Hu, H., Zhihui, Z., Yukai, W., & Oong, Y. 2018, Elsevier, 179, 207