

AGRUPAMIENTO DE LOS ESPECTROS DE RESPUESTA SINTÉTICOS PARA LAS ONDAS SH EN LAS CIUDADES DE BARQUISIMETO Y CABUDARE, USANDO TÉCNICAS DE APRENDIZAJE AUTOMÁTICO

LEONARDO ALVARADO¹, OTILIO ROJAS^{2,3}, JOSÉ CARLOS CARRASCO-JIMÉNEZ³,
MICHAEL SCHMITZ^{1,4}, HERBERT RENDÓN¹, LEONARDO ÁLVAREZ^{5,6}

¹Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (Funvisis), Caracas, Venezuela.
joleonar@gmail.com; lalvarado@funvisis.gob.ve

²Universidad Central de Venezuela, Escuela de Computación, Caracas, Venezuela.

³Barcelona Supercomputing Center (BSC-CNS), Barcelona, España

⁴Universidad Central de Venezuela. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Caracas, Venezuela.

⁵Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas (CENAI), Santiago de Cuba, Cuba.

⁶Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER), Managua, Nicaragua.

Recibido: XXX de 2019

Recibido en forma final revisado: XXX de 2019

RESUMEN

Los efectos destructivos de los terremotos pueden incrementarse en las cuencas sedimentarias debido no sólo a la presencia de sedimentos, sino también a la geometría propia de la cuenca. En este trabajo se realiza el análisis de los resultados del modelado numérico 2D de la propagación de las ondas sísmicas para estimar la respuesta del suelo en las ciudades de Barquisimeto y Cabudare, ubicadas en las cercanías de la falla de Boconó, en el occidente de Venezuela. En esta región se consideraron 9 perfiles utilizando como fuente sísmica dos eventos escenarios de Mw 6,0 y 7,0, respectivamente. Para el modelado de las ondas sísmicas se utilizó el método híbrido que combina la técnica analítica de suma modal con el método numérico de diferencias finitas. A partir de los sismogramas sintéticos, se obtuvieron las razones de los espectros de respuesta de la aceleración (*response spectra ratio*, RSR) en 879 sitios distribuidos sobre los 9 perfiles. Los RSR fueron posteriormente agrupados mediante la técnica de aprendizaje automático K-means con fines de microzonificación sísmica. Los resultados obtenidos evidencian que la presencia de la cuenca sedimentaria modifica la amplitud, la duración y el contenido de frecuencias de la señal sísmica. De esta manera, se observan amplificaciones mayores en los sitios ubicados sobre sedimentos en comparación con la amplitud de la señal sísmica registrada en sitios ubicados sobre roca. Después de aplicar la técnica de K-means, a las componentes transversales de los RSR, se obtuvieron 5 grupos de espectros los cuales están asociados a diferentes regiones dentro de la cuenca sedimentaria. Todos estos resultados permiten concluir que la geometría de la cuenca tiene importantes efectos sobre los RSR, así como sobre los valores máximos de la velocidad, desplazamientos, entre otros atributos de la señal sísmica.

Palabras clave: Modelado numérico, propagación ondas sísmicas, ondas SH, espectros de respuesta, algoritmos de agrupamiento, K-means

CLUSTERING OF THE SYNTHETIC RESPONSE SPECTRA OF SH WAVES FOR BARQUISIMETO AND CABUDARE CITIES USING MACHINE LEARNING TECHNIQUES

ABSTRACT

The destructive effects of earthquakes may increase in sedimentary basins not only due to the presence of sediments, but to the basin geometry. In this work, we analyze the results of 2D numerical simulations of seismic wave propagation to estimate the soil response in the cities of Barquisimeto and Cabudare, located in the vicinity of Boconó fault, western Venezuela. We analyze the results of nine 2-D profiles and model two event scenarios of Mw 6.0 and 7.0, respectively. We employ a hybrid method that applies a finite difference numerical scheme in combination with the analytical method of modal summation. By using the resulting synthetic seismograms, we obtain the response spectra ratios (RSR) at 879 sites, evenly distributed along the

9 profiles. These RSRs were subsequently grouped into regions of similar response by using the K-means technique, with the goal of generating a microzone map. The results obtained show that the presence of sedimentary basin affects the amplitude, time duration and frequency content of the seismic signal. Thus, we observe amplification of the amplitudes in sites located within the sedimentary basin compared with the site located on rocks. We apply the K-means technique to the RSR horizontal components and obtain 5 groups of spectra associated with the different regions within the sedimentary basin. The results allow us to conclude that basin geometry has important effects on the RSR, pick values of the velocities, displacements, among other attributes of seismic signals.

Keywords: Numerical modeling, seismic wave propagation, response spectra, SH waves, clustering algorithms, K-means

INTRODUCCIÓN

La modificación de las ondas sísmicas generadas por un terremoto debido a condiciones locales del suelo tales como la geología y la geometría de subsuelo, se conoce dentro del campo de la ingeniería sísmica como efectos de sitio. Estas modificaciones consisten en las variaciones de la amplitud, duración y del contenido de frecuencias de las ondas. El estudio de la respuesta sísmica del suelo tiene que ver con la identificación de las variaciones de las amplitudes y frecuencias en una región determinada y que puede utilizarse en la elaboración de mapas de microzonificación sísmica.

La evaluación de la respuesta sísmica del suelo puede ser realizada a través de diferentes métodos experimentales tales como la medición de microtemores, o el cálculo de las razones espectrales de las componentes horizontal y vertical mejor conocida como razón H/V (Nakamura, 1989), la cual supone que la razón de la componente horizontal y vertical del movimiento está relacionada con la función de transferencia de las ondas S, así como por la aplicación de diferentes técnicas de modelado numérico de ondas sísmicas.

En este trabajo se analiza la respuesta sísmica del suelo mediante el agrupamiento de los espectros de respuesta relativa de la aceleración. Para ello, se propone la técnica de agrupamiento K-means (Macqueen, 1967). Los espectros se obtuvieron a partir del modelado numérico de las ondas sísmicas utilizando el método híbrido que emplea el método analítico de suma modal y el método numérico de diferencias finitas (Fäh, 1992; Fäh *et al.*, 1993) para generar sismogramas sintéticos a lo largo de 9 perfiles que atraviesan las ciudades de Barquisimeto y Cabudare en el estado Lara. Los datos de entrada relacionados con la geometría de la cuenca, fueron parte de los resultados del Proyecto de Microzonificación Sísmica en las ciudades de Caracas y Barquisimeto ejecutado por Funvisis entre 2005 y 2009. El programa para la generación de los

sismogramas sintéticos fue desarrollado por el grupo SAND (*Structure and Non-Linear Dynamics of the Earth*) del ICTP y la Universidad de Trieste. Es de hacer notar que estos códigos no consideran el comportamiento no lineal del suelo por lo que los resultados solo tomarán en cuenta los efectos asociados a la presencia de sedimentos y la geometría de la cuenca. Estos efectos estarían asociados a: (1) amplificaciones debidas al contraste de velocidades suelo/roca; (2) enfocamiento debido a la complejidad de la geometría de la cuenca sedimentaria y (3) efectos 2D debido a las ondas superficiales generadas localmente y que quedan atrapadas en el interior de la cuenca (Semblat, 2011). A partir de los sismogramas sintéticos de la aceleración se obtienen los espectros de respuesta. Para la generación de las razones de los espectros se realiza un cálculo doble. En primer lugar, se calculan los acelerogramas considerando toda la región de estudio como formada exclusivamente por la estructura regional. Posteriormente se calculan los acelerogramas considerando que la cuenca está empotrada en la estructura regional. El cociente de los espectros de respuesta obtenidos para el último caso (RS_{2D}) sobre los obtenidos en el primero (RS_{1D}) constituye lo que hemos llamado razones de los espectros de respuesta (RSR) (Panza *et al.*, 2000). Estos son los espectros que se utilizaron como insumo para generar los mapas que muestran similar respuesta sísmica utilizando el algoritmo de agrupamiento conocido como K-means. Luego de aplicar el algoritmo de agrupamiento, se obtuvieron 5 grupos de espectros de respuesta de la componente transversal de la aceleración, los cuales permitieron definir 5 microzonas al agregar información de los espesores de sedimentos en la cuenca sedimentaria.

MÉTODO HÍBRIDO

Modelado de las ondas en medio 1D mediante la suma modal

El problema clásico unidimensional (1D) de la propagación de ondas superficiales Rayleigh (P-SV) y Love (SH), ha sido considerado por muchos

autores (e.g., Aki & Richards, 1980). El formalismo de la síntesis completa de señales sísmicas por la técnica de suma modal, incluyendo la atenuación debida a la inelasticidad, puede ser encontrada en Panza (1985), Panza & Suhaldoc (1987), Florsch *et al.* (1991) y Panza *et al.* (2000). Siguiendo la notación dada por Levshin (1985), el espectro de desplazamiento en la aproximación de campo lejano es:

$$u_{kD}^q(\omega, r, r_0) = \frac{\exp\left(-i\frac{\pi}{4}\right) \exp\left[-\omega r \left(\frac{i}{C_{kD}(\omega)} + \alpha_{kD}(\omega)\right)\right]}{\sqrt{8\pi\omega} \sqrt{r}} \left[\frac{W_{kD}(\omega, h)}{\sqrt{U_{kD}(\omega)I_{kD}(\omega)C_{kD}(\omega)}} \right] \left[\frac{\varepsilon_{kD}^q(\omega, z)}{\sqrt{U_{kD}(\omega)I_{kD}(\omega)}} \right] \quad (1)$$

Aquí q indica la componente del movimiento en un sistema de referencia cilíndrico definido por (r, φ, z) , k indica el número del modo de propagación, D el tipo de movimiento ($D=R$ onda Rayleigh; $D=L$ onda Love), y ε_{kD}^q se define como:

$$\begin{aligned} \varepsilon_{kR}^z &= 1, \varepsilon_{kR}^r = -i\chi_k(\omega, z), \varepsilon_{kR}^\varphi = \varepsilon_{kL}^z = \\ \varepsilon_{kL}^r &= 0, \varepsilon_{kL}^\varphi = i \quad (2) \end{aligned}$$

donde χ_k es la elipticidad del k -ésimo modo de las ondas de Rayleigh. La atenuación de fase α viene dada por:

$$\alpha_{kD}(\omega) = \omega \cdot \left(2 \cdot U_{kD}(\omega) \cdot Q_{kD}(\omega)\right)^{-1} \quad (3)$$

en el que Q es el factor de calidad. Los valores de C (velocidad de fase), U (velocidad de grupo), I (integral de la energía), α y χ se obtienen como solución del problema de autovalores y autofunciones asociado al medio inelástico estratificado, y dependen de la frecuencia y del modo de propagación considerado. El término W_{kD} es una función del tensor de momento del doble par de fuerzas asociado a la fuente sísmica y de las autofunciones mencionadas:

$$W_{kD}(\omega, \varphi, z) = \sum_{j=1}^6 M_j(\omega) \cdot G_{kD}^j(\omega, r, \varphi, z) \quad (4)$$

donde M_j representa las componentes del tensor de momento y G_{kD}^j a las funciones de Green para el

problema 1D. Las fórmulas explícitas pueden ser obtenidas en Levshin (1985) y Panza *et al.* (2000). Esta solución constituye la base para el desarrollo de los enfoques que tratan el caso de los medios con variación lateral que se considerarán más adelante. En la técnica de suma modal, la transformada de Fourier, U_D^q , del sismograma sintético, se obtiene sumando el espectro de los modos. Sea $N(\omega)$ dicho número, entonces:

$$U_D^q(\omega, r, \varphi, z) = \sum_{k=1}^{N(\omega)} u_{kD}^q(\omega, r, \varphi, z) \quad (5)$$

El problema se resuelve a partir del cálculo de autovalores y autovectores para el modelo estratificado seleccionado, lo que se conoce como determinación de los modos de oscilación. Para cada uno de esos modos se calculan los valores u_{kD}^q , y finalmente, para cada componente de un tipo de onda específica, se calcula el valor de U_D^q . La calidad del resultado final viene dada por el número de modos de oscilación $N(\omega)$ que se haya logrado determinar en la solución del problema de autovalores y autovectores.

Esta solución analítica, en coordenadas cilíndricas, que implícitamente considera la dispersión geométrica, se usa para calcular dos columnas verticales de sismogramas que serán la entrada de la parte de diferencias finitas (2D) del problema.

Modelado de las ondas en medio 2D por diferencias finitas (DF)

El método DF permite modelar la propagación de ondas en medios complicados con variaciones bruscas de las velocidades, como ocurre en las cuencas sedimentarias. En el procedimiento desarrollado por Fäh (1992), se usa para las ondas P-SV una formulación basada en los desarrollos de Madariaga-Virieux de una malla escalonada (Madariaga, 1976; Virieux 1984, 1986), mientras que para el caso de las ondas SH se usa un esquema de DF explícito basado en la formulación de Korn & Stöckl (1982). En el caso de las ondas SH se usan como entrada series temporales de desplazamiento, mientras que en el caso de ondas P-SV se usan como entrada series temporales de velocidad.

La dispersión geométrica no es considerada porque el esquema de trabajo es 2D. Sin embargo, como la entrada proviene de los resultados del método de suma modal, que si la incluye, es necesario incluir una corrección. Se multiplica el sismograma resultante por el factor $(\mathbf{r}_0/\mathbf{r}_1)^{1/2}$, donde \mathbf{r}_0 es la distancia desde la fuente hasta la entrada del esquema DF, mientras que \mathbf{r}_1 es la distancia fuente-receptor. Esto es válido solo si se considera una

simetría cilíndrica del modelo de estructura con respecto a la fuente. El modelo, al igual que en el caso de la suma modal incluye una atenuación intrínseca Q .

Finalmente se debe señalar que una malla para el cálculo por DF tiene que estar limitada por fronteras artificiales, las que generan reflexiones espurias que contaminan la solución, por lo que estas fronteras deben hacerse transparentes o absorbentes. En el procedimiento desarrollado por Föh (1992), se utiliza una combinación de ambos tipos de fronteras que garantiza la obtención de soluciones más precisas.

Integración de los métodos y calibración

El procedimiento parte del cálculo de dos columnas de sismogramas sintéticos por el método de suma modal, para una estructura lateralmente homogénea (1D). Estas columnas se sitúan al inicio del perfil 2D, separadas por la distancia de un intervalo de la malla. A partir de ahí, se propagan las ondas usando el esquema de DF y los resultados se obtienen para diferentes receptores situados a lo largo del perfil. La calibración se realiza calculando los sismogramas por DF sin considerar la presencia de la estructura 2D y comparándolos con cálculos similares realizados para esos receptores por el método de suma modal. Esto permite ajustar diversos parámetros (profundidad de la capa modelo 1D, uso de dispersión geométrica) del esquema de DF. Una vez que las diferencias entre ambos registros se encuentran dentro de un rango aceptable, se procede a calcular, con esos parámetros ajustados, los sismogramas en dichos receptores usando el modelo 2D.

MÉTODOS DE AGRUPAMIENTO

La clasificación de los espectros de respuesta se realizó utilizando el algoritmo de agrupamiento denominado K-means. Este algoritmo fue descrito inicialmente por Macqueen (1967) y se clasifica como un método particional o no-jerárquico en el que los objetos son organizados en grupos; el número de estos grupos es un parámetro conocido y es considerado fijo. Dado un número inicial de grupos, o centroides, los objetos son asignados a cada grupo basado en la distancia de los objetos a cada centroide. La medida de distancia utilizada se discutirá en la próxima sección. La escogencia de este método, se debe a que entre los diferentes algoritmos propuestos en la literatura, K-means es uno de los más eficientes y simples de implementar especialmente cuando los datos tienen alta dimensionalidad (Reddy & Vinzamuri, 2014).

Un planteamiento más formal del algoritmo se describe a continuación. Sea D el conjunto de datos que contiene m instancias, el método de partición separa los objetos del conjunto D en k grupos C_1, \dots, C_k tal que $C_i \subset D$ y $C_i \cap C_j = \emptyset$ para $(1 \leq i, j \leq k)$. La calidad de la partición es evaluada a través de una función de costo o error que se define como:

$$SSE = \sum_{i=1}^k \sum_{x \in C_i} [d(x, \mu_i)]^2 \quad (6)$$

donde SSE es la suma de los errores al cuadrado para todos los datos del conjunto, x es un elemento del conjunto de datos D , μ_i es el centroide del clúster C_i , $d(x, \mu_i)$ se refiere a la distancia entre los objetos x y μ_i que por lo general es la distancia euclídea. El algoritmo puede resumirse de la siguiente manera:

Algoritmo K-means

- Inputs:* Número de grupos k ,
 Conjunto de datos $D = \{x_1, x_2, \dots, x_m\}$ con $x_i \in \mathbb{R}^n$
1. Seleccionar k objetos como centroides iniciales μ_1, \dots, μ_k
 2. Asignar cada x_i al centroide más cercano μ_j
 3. Actualizar cada centroide al centro de su grupo
 4. Repetir los pasos 2 y 3 hasta que no hayan más cambios en la pertenencia del conjunto de datos de cada grupo.

Medidas de similitud para series de tiempo

Una serie de tiempo es un conjunto de observaciones hechas secuencialmente en el tiempo. Las razones de espectros de respuesta son curvas que representan el cociente de dos señales en función de la frecuencia, por lo que pueden considerarse también como series de tiempo. Las medidas más utilizadas para definir la distancia entre series de tiempo incluyen las distancias euclídea, Manhattan y Minkowski. La distancia de Minkowski es una generalización que incluye las distancias euclídea y Manhattan y se define como:

$$d(x,y) = (\sum_{i=1}^n |x_i - y_i|^p)^{1/p} \quad (7)$$

donde p es un número real con $p \geq 1$, esta distancia también es conocida como la norma L_p . Cuando $p = 1$ se tiene la distancia Manhattan y cuando $p = 2$ se tiene la distancia euclídea. La medida que se utilizará en este trabajo se describe en la siguiente sección.

Agrupamiento Temporal Dinámico

El agrupamiento temporal dinámico (*Dynamic Time Warping* o DTW) se ha catalogado como una medida muy poderosa para los problemas de clasificación y agrupamiento de series de tiempo (Berndt & Clifford, 1994; Ding *et al.*, 2008). Este algoritmo permite comparar dos señales temporales para

encontrar similitudes entre ellas a pesar de no estar alineadas en el tiempo, siendo un algoritmo inicialmente utilizado en el reconocimiento de voz.

El procedimiento para la aplicación del algoritmo DTW se describe a continuación. Sean las series de tiempo $X = (x_1, x_2, \dots, x_r)$ y $Y = (y_1, y_2, \dots, y_s)$ en el que las longitudes r y s no necesariamente son iguales. Sea M una matriz $r \times s$ donde el elemento (i, j) contiene la distancia al cuadrado entre los puntos x_i y y_j , es decir, $d(x_i, y_j) = (x_i - y_j)^2$. Cada posible alineación entre X y Y puede ser representada por una trayectoria en la matriz M , en la que una determinada alineación W es un conjunto de elementos contiguos de los elementos de la matriz. La trayectoria óptima es aquella que minimiza la función de costo definida por:

$$DTW(x,y) = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^K w_k}{K}} \quad (8)$$

donde w_k representa el k -ésimo elemento de la trayectoria de alineamiento definida en la matriz M .

El algoritmo DTW tiene una complejidad temporal de $O(rs)$. Si el algoritmo se aplica múltiples veces sobre largas series de tiempo puede resultar prohibitivo en cuanto al tiempo de ejecución. Una manera de acelerarlo es imponiendo una restricción local definida por una ventana, de manera que solo se alinearán los puntos que estén dentro de esa ventana.

REGIÓN DE ESTUDIO Y SISMOS ESCENARIOS

Las ciudades de Barquisimeto y Cabudare en el estado Lara están ubicadas en la región centro occidental de Venezuela: Barquisimeto, capital del estado, se encuentra ubicada en una terraza aluvial del valle del Río Turbio, al norte de la falla de Boconó, mientras que Cabudare, se ubica al sureste de la ciudad de Barquisimeto. La **figura 1** muestra la localización de los nueve perfiles donde se realizó el modelado numérico, reportada sobre el mapa de espesor sedimentos.

La región de estudio se encuentra ubicada en una zona de gran actividad sísmica evidenciada tanto por datos instrumentales como por datos históricos (e.g., Singer & Montes, 1980; Audemard, 2014, 2016; Martínez et al., 2016). A partir de la sismicidad registrada en la región y de los mecanismos focales conocidos, se escogieron los eventos sísmicos escenarios, basado en la cercanía de los eventos a la región de estudio y de su alineación con los perfiles seleccionados. De esta manera, se seleccionaron dos

eventos cuyos mecanismos focales corresponden a los sismos de El Tocuyo del 03/08/1950 (Sismo 1) y San Pablo del 05/04/1975 (Sismo 2); los mecanismos corresponden a las soluciones CMT de Harvard (**tabla 1** y **figura 2**). Las magnitudes asignadas a estos eventos para el modelado fueron Mw 7,0 y 6,0 respectivamente.

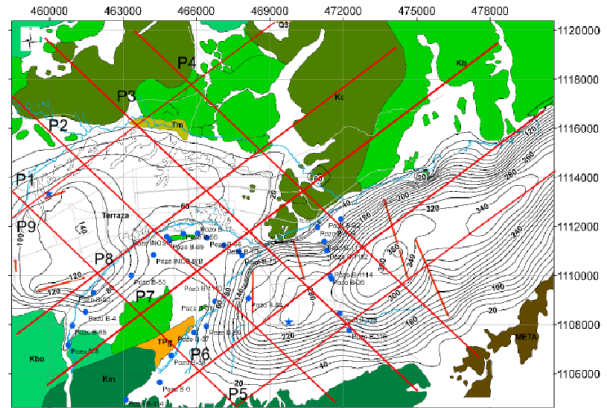


Figura 1. Perfiles (desde P1 a P9) trazados sobre el mapa espesor de sedimentos de Barquisimeto (izquierda) y la cuenca de Cabudare (derecha).

Tabla 1. Parámetros focales de los sismos escenarios

Sismo	Mag (Mw)	Lat (°N)	Lon (°O)	Prof (km)	Az (°)	Buz (°)	Des (°)
1	7,0	9,74	69,83	16	230	62	190
2	6,0	10,27	69,60	30	112	39	168

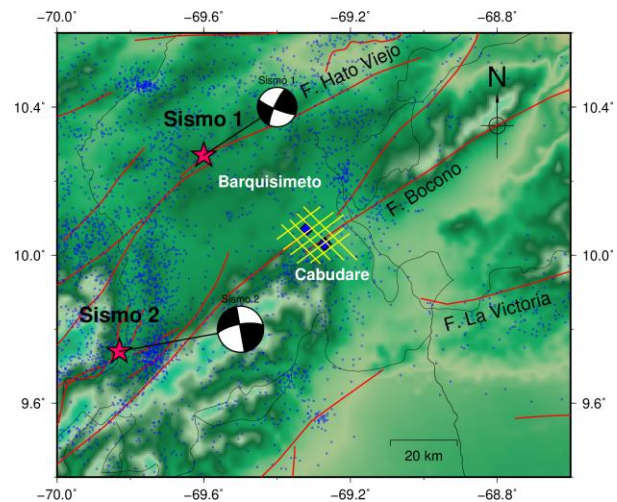


Figura 2. Localización de los sismos escenarios (estrellas rojas) y sus respectivos mecanismos focales usados para el modelado de los sismogramas sintéticos a lo largo de los 9 perfiles. Algunas fallas geológicas cercanas se muestran (líneas rojas).

MODELOS DE ESTRUCTURA REGIONAL Y LOCAL DEL SUBSUELO

Modelo de estructura regional

El modelo de corteza empleado es un modelo simplificado del obtenido por Bezada (2005). En el trabajo de Bezada se analizaron secciones sísmicas a lo largo de un perfil que se extiende desde unos 150 km costa afuera del estado Falcón hasta el norte de Barquisimeto. Para la estimación de las densidades se consideró el estudio gravimétrico de Orihuela & Cuevas (1993). Las velocidades de onda S fueron estimadas a partir de relaciones empíricas (Brocher, 2005) y las atenuaciones utilizadas fueron las definidas por Álvarez *et al.* (2004). El modelo de estructura regional se muestra en la **figura 3**.

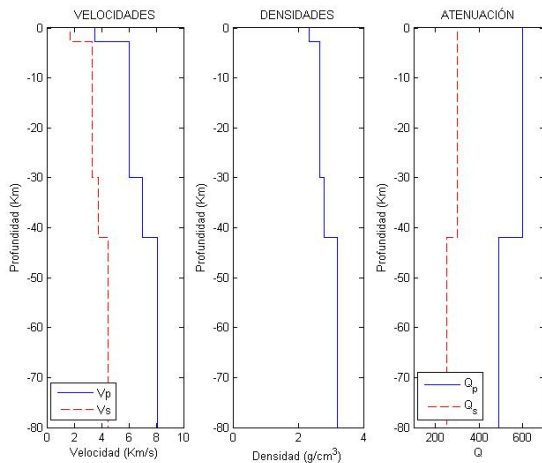


Figura 3. Modelo de estructura regional (modelo de corteza).

Modelos de estructura 2D a lo largo de los perfiles

Los modelos de estructura local empleados para el cálculo de los sismogramas 2D por diferencias finitas se obtuvieron a partir del modelado gravimétrico realizado por Reinoza *et al.* (2011), así como mediciones de microtemores, perforaciones geotécnicas y refracción sísmica realizadas por Rocabado *et al.* (2002) y Morales *et al.* (2012). En el modelo de estructura local fueron considerados dos tipos de sedimentos: La terraza aluvial de Barquisimeto (noroeste de la región) con densidad $\rho = 1,7 \text{ g/cm}^3$, velocidad de ondas P y S de 1,5 y 0,75 km/s, respectivamente; y la cuenca de Cabudare (al sureste) con densidad $\rho = 1,8 \text{ g/cm}^3$, velocidades de ondas P y S de 1,7 y 0,85 km/s, respectivamente. En la **tabla 2** se muestran todos los parámetros del modelo de estructura local, necesarios para el modelado de la onda sísmica.

Por otra parte a partir del cálculo de las razones H/V mediante el método de Nakamura, se obtuvieron períodos predominantes entre 0,2 y 1,1 s en la ciudad de Barquisimeto. Estos valores de períodos fundamentales permiten estimar los espesores de sedimentos que fueron corroborados con las mediciones geotécnicas (Rocabado *et al.*, 2002).

Tabla 2. Propiedades físicas del suelo en los perfiles 2D

Material	ρ (g/cm^3)	V_p (km/s)	V_s (km/s)	Q_p	Q_s
Terraza aluvial Barquisimeto	1,7	1,5	0,75	100	50
Cuenca de Cabudare	1,8	1,7	0,85	100	50
Basamento rocoso	2,35	3,40	1,70	600	300

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Sismogramas Sintéticos

En este estudio se modeló la propagación de las ondas sísmicas desde la fuente hasta el inicio de la cuenca sedimentaria con el método analítico conocido como suma modal (Panza & Suhaldoc, 1987; Panza *et al.*, 2000) para un medio formado por capas planas (modelo 1D). El esquema de diferencias finitas es utilizado para simular la propagación en el interior de la cuenca sedimentaria (modelo 2D). Este método híbrido fue propuesto por Fäh (Fäh, 1992; Fäh *et al.*, 1993) y es particularmente adecuado para estimar el movimiento del suelo en cuencas sedimentarias complejas.

En la **figura 4** se observan los sismogramas sintéticos a lo largo del perfil 1 con dirección NO-SE y que tiene como fuente el evento de magnitud Mw 6,0 para las tres componentes de la aceleración (radial, transversal y vertical). Los números sobre las trazas indican los valores máximos de la aceleración. Se observa que la máxima aceleración se alcanza para la componente radial, siendo $29,4 \text{ cm/s}^2$ registrándose a 8 km del borde NO, en la terraza de Barquisimeto. La máxima aceleración en la componente vertical en el centro de la terraza es de $12,4 \text{ cm/s}^2$ a 6 km del inicio del perfil, mientras que la máxima aceleración de la componente transversal se mide en la cuenca de Cabudare al SE del perfil con un valor de $23,8 \text{ cm/s}^2$ a 14 km del inicio del perfil. En general, para las tres componentes del movimiento las señales muestran menores amplitudes y duración en los lugares con roca aflorante; mientras que en las subcuencas se aprecia el efecto contrario, es decir, incremento en la duración de la señal así como de la amplitud. Este efecto de

amplificación puede deberse a la formación de ondas superficiales resultantes de la interferencia constructiva de las ondas inhomogéneas P y SV (caso ondas Rayleigh) y SH (caso ondas Love). Estos valores máximos de la aceleración obtenidos deben ser tomados con cautela ya que un estudio realizado en la cuenca de Caracas por Delavaud (2007), determinó que la energía cinética total a lo largo de un perfil, calculada en una simulación 3D, es 2,3 veces mayor que en la simulación 2D. Otros estudios donde se comparan las aproximaciones 3D, 2,5D y 2D, han demostrado que los valores máximos de la velocidad y/o la aceleración subestiman los valores máximos por un factor de entre 3 y 4,5 (Olsen *et al.*, 2000; Smerzini *et al.*, 2011).

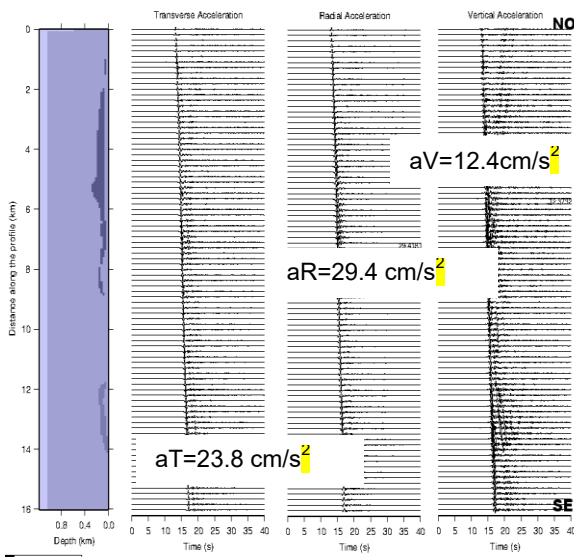


Figura 4. Sismogramas sintéticos para el sismo escenario de magnitud Mw 6,0 (sismo 1) a lo largo del perfil 1, donde se muestran los valores de la aceleración máxima sobre cada componente.

Agrupamiento de los RSR para la aceleración

Además de la amplitud y duración de la señal sísmica, el contenido de frecuencias también está relacionado con el daño que pueden sufrir las edificaciones. El contenido de frecuencias se aprecia mejor observando la transformada de Fourier. La microzonificación sísmica hace uso de las razones espectrales para estudiar los efectos debido a la presencia de la cuenca sedimentaria (Álvarez *et al.*, 2005). Estas razones son funciones definidas por:

$$RSR(f) = \frac{RS_{2D}(f)}{RS_{1D}(f)} \quad (9)$$

donde RS_{2D} es el espectro de respuesta para las señales calculadas en el medio donde se incluye la

estructura local y RS_{1D} corresponde al espectro de respuesta para el basamento; ambos, calculados para un medio con amortiguamiento de 5%. Este procedimiento permite remover los efectos de la fuente y de la estructura regional. Adicionalmente, permite identificar en un área determinada, las bandas de frecuencia y los lugares donde ocurren los efectos de amplificación o deamplificación (Fäh *et al.*, 1993) y son la base para la microzonificación sísmica (Álvarez *et al.*, 2004).

La componente transversal de las razones de espectros de respuesta (RSR) de la aceleración se utilizó para realizar el proceso de agrupamiento. Para cada curva se tienen 50 cocientes RSR_{2D}/RSR_{1D} para valores de frecuencias que varían entre 0,06 y 8,33 Hz. En total se procesaron 879 curvas a lo largo de los 9 perfiles, en promedio 98 curvas por perfil. En la **figura 5**, se grafican los RSR para 100 curvas del perfil 1. El algoritmo K-means con la métrica DTW se implementó en Python 3.0, utilizando el algoritmo propuesto por Minaar (2019). Los datos se expresaron como una matriz de dimensiones 879×50 (879 curvas y 50 frecuencias) que fue la entrada a los algoritmos de agrupamiento.

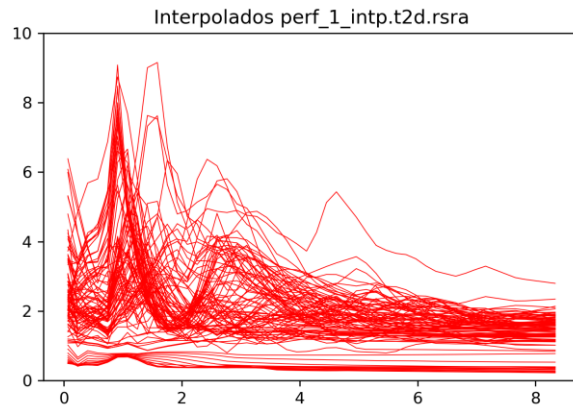


Figura 5. Razones de espectros de respuesta (RSR) para el perfil 1, donde se muestran las 100 razones de espectros obtenidas con valores de frecuencia que varían entre 0,06 y 8,33 Hz.

Una medida utilizada para evaluar la validez y consistencia de los grupos es el ancho promedio de silueta (Rousseeuw, 1987). Este índice muestra de manera gráfica qué tan bien se encuentra cada objeto dentro de su grupo. Su rango varía entre -1 y 1, donde valores cercanos a 1 indican que el elemento está bien asignado al grupo, valores cercanos a -1 indican que el elemento no está bien asignado al grupo y valores cercanos a 0 indican que el elemento está en la frontera entre grupos. En la **tabla 3** se observa el ancho promedio de silueta para la

componente transversal del movimiento utilizando la distancia euclídea y DTW con diferentes ventanas. En esa **tabla 3**, se observa que los mayores valores promedio del ancho de silueta son para $k=3$, pero estudios geofísicos previos basados en consideraciones de profundidad de sedimentos (Schmitz & Morales, 2016) dividen la región en hasta 6 microzonas sísmicas. Observando la tabla, se aprecia que para $k=5$ se obtiene un mejor valor del índice promedio de silueta para todas las métricas por lo que se escoge este último valor de k como el más conveniente para realizar el agrupamiento por el método de K-means.

Tabla 3. Ancho promedio de silueta para diferentes valores de K y diferentes anchos de ventana w

K	Ancho promedio de silueta			
	K-means (Euclídea)	K-means (DTW w=1)	K-means (DTW w=2)	K-means (DTWw=3)
2	0,32	0,33	0,35	0,37
3	0,41	0,59	0,44	0,47
4	0,35	0,36	0,38	0,38
5	0,36	0,35	0,40	0,39
6	0,34	0,31	0,27	0,33
7	0,33	0,34	0,32	0,34
8	0,34	0,31	0,29	0,30
9	0,34	0,33	0,31	0,30
10	0,33	0,32	0,27	0,30

En la **figura 6** se observan los gráficos de ancho de silueta promedio para el método K-means con DTW y ventana $w=2$. El gráfico muestra los 5 grupos conformados con el método K-means numerados de 1 a 5. Los grupos con mayor número de elementos son los grupos 1, 2 y 5. Los grupos 3 y 4 además de contener menor número de elementos también muestran algunos valores índice de silueta con valores menores a cero, lo que indica que esos elementos no muestran clara pertenencia a dichos grupos. La línea punteada vertical en 0,4 muestra el promedio para todos los grupos generados.

En la **figura 7** se muestran los grupos de RSR para la componente transversal de la aceleración obtenidos por el método de K-means con distancia DTW y ventana $w=2$. Los diferentes grupos obtenidos sobre cada perfil se colocaron sobre el mapa de microzonas y espesores de sedimentos obtenidos por Schmitz & Morales (2016). Los 5 grupos de espectros

encontrados mediante el proceso de agrupamiento fueron los siguientes:

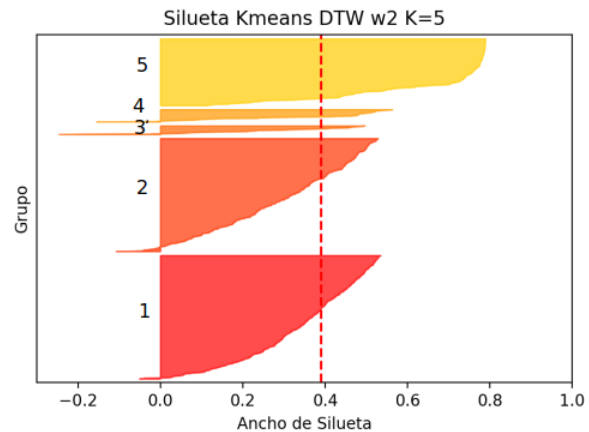


Figura 6. Ancho promedio de silueta para K-means con ventana $w=2$.

Grupo 1: Este grupo está conformado por 334 espectros, la mayoría con factor de amplificación 2 para frecuencias alrededor de 3Hz. Estos espectros se encuentran principalmente en la cuenca de Barquisimeto ocupando las microzonas MZ2 y MZ4 (Schmitz & Morales, 2016) en esta zona la profundidad de sedimentos es de alrededor de los 60 metros. Este grupo también se observa en los bordes de la cuenca sedimentaria de Cabudare.

Grupo 2: Está conformado por 306 espectros, la mayoría con factor de amplificación 2 para frecuencias de 1 Hz. Estos espectros ocupan la mayor parte de la cuenca sedimentaria de Cabudare que alcanza profundidades superiores a los 200 metros, ocupando mayormente la microzona MZ6. Este grupo también es observado en la zona de transición entre la terraza aluvial de Barquisimeto (oeste) y la cuenca de Cabudare (este).

Grupo 3: Está conformado por 24 espectros y solo ocupan una parte en el extremo sur-occidental del perfil 1; con factores de amplificación relativamente altos (de 4 y más) para valores de frecuencia de entre 2 y 3 Hz.

Grupo 4: Está conformado por 34 espectros ubicados en la zona intermedia del perfil 1 que corresponde con la microzona MZ4. Estos espectros presentan dos picos de amplificaciones: el primero alrededor a 1 Hz con factor de amplificación de 6 y el segundo a 3 Hz con factor de amplificación de 3.

Grupo 5: Este grupo está conformado por 181 espectros que no presentan amplificaciones apreciables. Estos espectros se encuentran en la mayor parte de los bordes iniciales y finales de los perfiles, correspondientes a los lugares con los menores espesores de sedimentos.

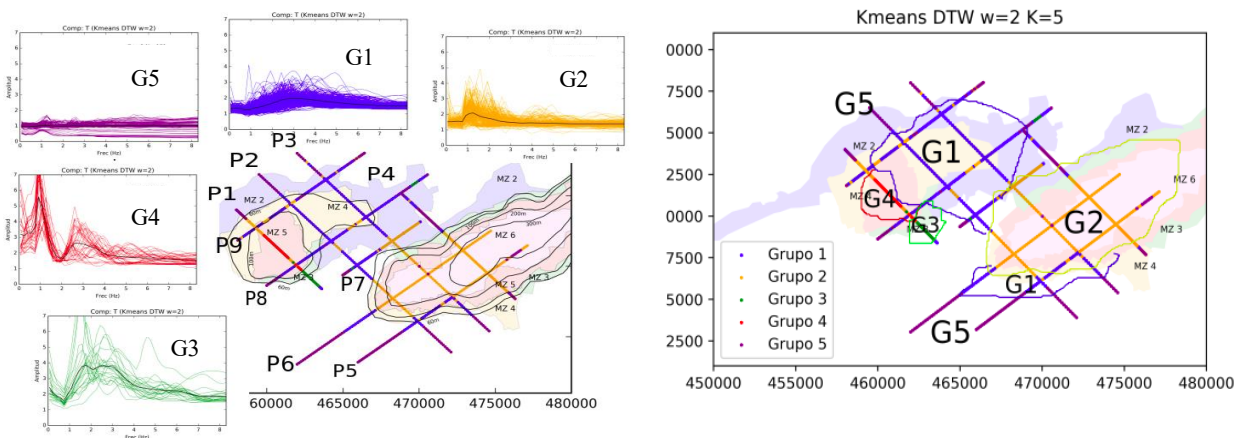


Figura 7. Resultados del agrupamiento de los RSR en 5 grupos (izq). Ubicación de cada uno de los tipos de espectros sobre el mapa de espesor de sedimentos (der).

Los resultados del proceso de agrupamiento muestran claramente los efectos de la geometría de la cuenca sedimentaria sobre los RSR de la aceleración, tal como se observa en los mapas de la **figura 7**, en los que las zonas o regiones delineadas con la ayuda de los mapas de espesores de sedimentos, contienen grupos de espectros con comportamiento semejante. La delimitación de las microzonas se logra agregando información geológica adicional, en este caso se utilizó el mapa de espesor de sedimentos generado por Reinoza *et al.* (2011). Las fronteras de las microzonas obtenidas se trazan tratando de seguir los límites de las zonas con iguales espesores y que al mismo tiempo encierran las regiones que presentan RSR similares; este procedimiento de generación de microzonas fue propuesto por Álvarez *et al.* (2004, 2005) y aplicado a Santiago de Cuba.

CONCLUSIONES

Con la finalidad de estimar la respuesta del suelo, se realizó el modelado de la propagación de las ondas sísmicas a lo largo de 9 perfiles que cruzan las ciudades de Barquisimeto y Cabudare aplicando el método híbrido. Se utilizaron dos sismos escenarios de magnitudes M_w 6,0 y 7,0, respectivamente.

En los acelerogramas sintéticos, los valores máximos siempre se alcanzaron en las componentes horizontales (radial o transversal) nunca en las componentes verticales. Para cada componente y para todos los perfiles, los picos de aceleración siempre se presentaron cerca de los bordes de la cuenca sedimentaria más cercanos a la fuente sísmica. Esto puede deberse a la interferencia constructiva de las múltiples reflexiones de las ondas SH que generan ondas Love

y la interferencia constructiva de las ondas inhomogéneas P y SV que generan ondas Rayleigh, lo cual estaría ocurriendo al comienzo del perfil. Estas aceleraciones máximas deben ser tomadas con cautela ya que estudios diversos han mostrado que las aproximaciones 2D subestiman los valores reales de aceleración por un factor de entre 3 y 4.

Se realizó el agrupamiento automático de los RSR mediante la técnica K-means y se obtuvieron 5 grupos: un primer grupo conformado por 334 espectros con amplificaciones máximas entre 3 y 6 Hz, ubicados a profundidades menores a los 60 m. El segundo grupo conformado por 306 espectros, con amplificaciones máximas a frecuencias alrededor de 1 Hz ubicados en las partes más profundas de la cuenca de Cabudare. El tercer grupo presenta grandes amplificaciones a frecuencias de 1 Hz y está conformado por 24 espectros, el cuarto grupo conformado por 34 espectros presenta amplificaciones importantes entre 3 y 5 Hz. Es de hacer notar que los grupos 3 y 4 solo se observan a lo largo del perfil 1, el cual atraviesa la terraza aluvial de Barquisimeto. Finalmente, el quinto grupo conformado por 181 espectros, corresponde a curvas planas en las que no se observan amplificaciones en ningún rango de frecuencias, la mayoría de ellos ubicados en los extremos de los perfiles en la zona de contacto con la roca, o donde las profundidades de los sedimentos son menores a 30 m. Estos resultados muestran claramente los efectos de la geometría de la cuenca sedimentaria sobre las razones de los espectros de respuesta.

Como ampliación de este trabajo, se propone aplicar el método de agrupamiento al resto de las compo-

nentes de los RSR para verificar si hay coincidencia entre las microzonas obtenidas. Trabajos futuros deberán considerar los efectos 3D de la cuenca sedimentaria si se desean obtener resultados más realistas de los espectros de respuesta y las aceleraciones máximas los cuales son subestimados en los modelados 2D.

Finalmente, se debe destacar que los efectos no lineales no fueron considerados en este estudio. La posibilidad de incluirlos en el software de modelado de las ondas sísmicas utilizado no resulta factible, por el momento. Un aporte importante sería la aplicación de un modelado 3D que incluya la descripción no lineal del comportamiento del suelo.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece al Dr. Giuliano Panza de la Universidad de Trieste y al grupo SAND del ICTP por facilitarnos el acceso a los programas de modelado numérico de propagación de las ondas sísmicas. Al Departamento de Aplicaciones Geofísicas del Barcelona Supercomputing Center (BSC-CNS), dirigido por el Dr. Josep de la Puente, por el apoyo brindado en la culminación de este trabajo. Este proyecto ha recibido fondos de European Union's Horizon 2020 programa de investigación e innovación de la beca Marie Skłodowska-Curie N° 777778 MATHROCKS.

REFERENCIAS

- AKI, K. & RICHARDS, P., 1980. Quantitative Seismology. Theory and Observations. Freeman and Co., San Francisco, 948 p.
- ÁLVAREZ, L., VACCARI, F., PANZA, G. & PICO, R., 2005. Seismic microzoning from synthetic ground motion parameters: case study, Santiago de Cuba. *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 25(5): 383-401.
- ÁLVAREZ, L., GARCÍA, J., VACCARI, F., PANZA, G. F., GONZÁLEZ, B., REYES, C., FERNÁNDEZ, B., PICO, R., ZAPATA, J. A. & ARANGO, E., 2004. Ground motion zoning of Santiago de Cuba: An approach by SH waves modeling. *Pure Appl. Geophys.*, 161: 1041-1059.
- AUDEMARD, F. A., 2014. Segmentación sismogénica de la falla de Boconó a partir de investigaciones paleosísmicas por trincheras, Venezuela occidental: ¿migración de la ruptura hacia el noreste en tiempos históricos? *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(2): 247-259
- AUDEMARD, F. A., 2016. Evaluación paleosísmica del segmento San Felipe de la falla de Boconó (Venezuela noroccidental): ¿responsable del terremoto del 26 de marzo de 1812? *Boletín de Geología*, Universidad Industrial de Santander, 38(1): 125-149.
- BERNDT, D. & CLIFFORD J., 1994. Using dynamic time warping to find patterns in time series. En *AAAI-94 Workshop on knowledge discovery in databases*, pp 229-248, Seattle, Washington, AAAI Press.
- BEZADA M., 2005. Modelado bidimensional de la corteza en la zona de colisión Caribe-Suramérica, región occidental de Venezuela (estados Lara y Falcón). TEG, Universidad Simón Bolívar, Sartanejas, Venezuela.
- BROCHER, T., 2005. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95, No 6, 2081-2092.
- DELAVAUD, É., 2007. Simulation numérique de la propagation d'ondes en milieu géologique complexe: application à l'évaluation de la réponse sismique du bassin de Caracas (Vénézuéla). PhD Thesis. Institut de Physique du Globe de Paris.
- DING, H., TRAJCEVSKI, G., SCHEUERMANN, P., WANG, X. & KEOGH, E., 2008. Querying and mining of time series data: Experimental comparison of representations and distance measures. *Proc' of the VLDB Endowment*, 1542-52.
- FÄH, D., 1992. A hybrid technique for the estimation of strong ground motion in sedimentary basins. Ph.D. Thesis, N° 9767, Swiss Fed. Technology, Zurich, 161 p.
- FÄH, D., IODICE, C., SUHALDOC, P. & PANZA, G.F., 1993. A new method for the realistic estimation of seismic ground motion in megacities, the case of Rome. *Earthquake Spectra*, 9: 643-668.
- FLORSCH, N., FÄH, D., SUHALDOC, P. & PANZA, G.F., 1991. Complete synthetic seismograms for high-frequency multimode SH-waves. *Pure Appl. Geophys.*, 136: 529-560.
- HARVARD CENTROID MOMENT TENSOR CATALOG, Harvard Seismology, Department of Earth and Planetary Sciences. Consultado enero 2015 en www.seismology.harvard.edu/CMTsearch
- KORN, M. & STÖCKL, H., 1982. Reflection and transmission of Love channel waves at coal seam discontinuities computed with a finite difference method. *J. Geophys.*, 50: 171-176.
- LEVSHIN, A.L., 1985. Effects of lateral inhomogeneities on surface waves amplitudes measurements. *Ann. Geophys.*, 3: 511-518.
- MACQUEEN, J., 1967. Some methods for classification and analysis of multivariate observations. In *Proceedings of the 5th Berkeley Symposium on Mathematical Statistics and*

- Probability, Berkeley, California, University of California Press, 1: 281-297.
- MADARIAGA, R., 1976. Dynamics of an expanding circular fault. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66: 639-666.
- MARTÍNEZ SILVA, S., LEAL GUZMÁN, A., & AUDEMARD, F. A., 2016. Un terremoto in-documentado. El misterioso sismo de 1736 en el centro occidente venezolano. *Revista Nuestro Sur. Historia, terremotos y tsunamis en Nuestra América*, (9): 159-181.
- MINNAR, A., 2019. Time series classification and clustering. Repositorio github: <https://github.com/alexminnaar/time-series-classification-and-clustering>
- MORALES, C., SCHMITZ, M., ROCABADO, V. & PULLAMMANAPPALLIL, S., 2012. Evaluación del modelo geológico - geofísico del subsuelo de Barquisimeto y Cabudare mediante la respuesta espectral en superficie y su aplicación en el proyecto de microzonificación sísmica. *Memorias del I Congreso Venezolano de Geociencias*, Caracas, Venezuela.
- NAKAMURA, K., 1989. Inferences of seismic responses of superficial layer based on microtremors measurement. *Quarterly Report on Railroad Research* 4, 1.
- OLSEN, K.B., NIGBOR, R. & KONNO, T., 2000. 3D viscoelastic wave propagation in the upper borrego valley, California, constrained by borehole and surface data. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 90: 134-150.
- ORIHUELA, N. & CUEVAS, J., 1993. Modelaje sismogravimétrico de perfiles regionales del Caribe central. *Revista de la Facultad de Ingeniería UCV*, 8(1): 55-73.
- PANZA, G.F., 1985. Synthetic seismograms: The Rayleigh waves modal summation. *J. Geophys. Res.*, 58: 125-145.
- PANZA, G. F. & SUHALDOC, P., 1987. Complete strong motion synthetics. In BOLT, B. A. (ed.): *Seismic Strong Motion Synthetics, Computational Techniques* 4, Academic Press, Orlando, 153-204.
- PANZA, G. F., ROMANELLI, F. & VACCARI, F., 2000. Seismic wave propagation in laterally heterogeneous anelastic media: Theory and applications to the seismic zonation. *Adv. Geophys.*, Academic Press 43: 1-95.
- REDDY, C. & VINZAMURI, B., 2014. A survey of partitioned and hierarchical clustering algorithms. In AGGARWAL, C. & REDDY, C. (Eds.); *Data clustering*. New York: Chapman and Hall/CRC, doi: 10.1201/9781315373515.
- REINOZA, C., MORALES, C., ROCABADO, V., GARCÍA, K., SÁNCHEZ, C., ABREU, R. & SCHMITZ, M., 2011. Espesores de sedimentos a partir de interpretación integrada de datos geofísicos: ciudades de Barquisimeto y Cabudare. *Venezuela. Rev. de la Fac. de Ing., UCV*.
- ROCA BADO, V., SCHMITZ, M., GONZÁLEZ, J., AUDEMARD, F., ANDRADE, L., VILORIA, A., ROJAS, R., ENOMOTO, T. & DELGADO, J., 2002. Seismic microzoning study in Barquisimeto, Venezuela. 12th European Conference on Earthquake Engineering. Published by Elsevier Science Ltd.
- ROUSSEEUW, P.J., 1987. Silhouettes: a graphical aid to the interpretation and validation of cluster analysis. *J. Comput. Appl. Mat.*, 20: 53-65.
- SCHMITZ, M. & MORALES, C. (Eds.), 2016. *Microzonificación sísmica del área metropolitana Barquisimeto-Cabudare*. Informe interno FUNVISIS, 161 p.
- SEMBLAT, J.F., 2011. Modeling seismic wave propagation and amplification in 1D/2D/3D linear and nonlinear unbounded media. *Int. J. Geomech.*, 11(6): 440-448. doi: 0.1061/(ASCE)GM.1943-5622.0000023.
- SINGER, A. & MONTES, L., 1980. Sismicidad y morfogénesis en el tramo nororiental de la falla de Boconó: evaluación de los efectos geológicos del terremoto del año 1950. *Acta Científica Venezolana*, 31: 62 (Abstract).
- SMERZINI, C., PAOLUCCI, R. & STUPAZZINI, M., 2011. Comparison of 3D, 2D and 1D numerical approaches to predict long period earthquake ground motion in the Gubbio plain, Central Italy. *Bull. Earthquake Eng* 9: 2007-2029. <https://doi.org/10.1007/s10518-011-9289-8>
- VIRIEUX, J., 1984. SH-wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. *Geophysics*, 49: 1933-1957.
- VIRIEUX, J., 1986. P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. *Geophysics*, 51: 889-901.