



Tomografía Sísmica 3D en el Nido Sísmico de Bucaramanga, Colombia.

Francia Sepúlveda Jaimes (Semillero de Investigación en Sísmica y Sismología SISS, Universidad de Pamplona) and Francisco Cabrera Zambrano (Grupo de investigación de Geofísica y Geología PANGEA, Universidad de Pamplona).

Copyright 2017, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation during the 15th International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Rio de Janeiro, Brazil, 31 July to 3 August, 2017.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 15th International Congress of the Brazilian Geophysical Society and do not necessarily represent any position of the SBGf, its officers or members. Electronic reproduction or storage of any part of this paper for commercial purposes without the written consent of the Brazilian Geophysical Society is prohibited.

Abstract

Seismic Tomography is a set of techniques used to obtain an image of the velocity field in the earth's interior using data recorded in the surface. In this work is used the tomography technique based on first arrival times inversion of seismological records of P waves generated by earthquakes, to obtain a pseudo 3D velocity field. The interest area is Bucaramanga Seismic Nest, a high seismic activity area due to the collision of the Nazca and the Caribbean plates under the Suramericana plate (Zarifi et al, 2007) that gives rise to earthquakes at intermediate depths. The tomography developed use data of the P waves generated around 200 kilometers of depth with respect to the surface. Data of 1223 earthquakes occurred in the department of Santander (Colombia) between latitudes 6 and 8 and lengths -74 and -72 in the period of January 2012 to June 2016 were initially selected. After filtering through specific parameters data of 1127 earthquakes were used to generate a first 1D velocity model, using the Velest program. Subsequently, through the use of Simulps14 program was generated the final pseudo 3D velocity model. Seismic stations of the National Seismological Network of Colombia (RSNC) recorded all data used in the present work.

Introducción

El Nido Sísmico de Bucaramanga está situado en la parte nororiental del territorio colombiano (Zarifi and Havskov, 2003) (Figura 1) y corresponde a la zona en dónde se encuentra una concentración única de actividad sísmica en el territorio colombiano (Prieto *et al.*, 2012), siendo la zona en dónde se encuentran los hipocentros de los sismos ocurridos en la zona de Santander a profundidades mayores a los 120 km bajo la superficie terrestre (Perico-Martinez and Perico-Granados, 2014), registrándose aproximadamente un sismo con magnitud 4.7 por mes cerca de la ciudad de Bucaramanga (Prieto et al, 2012).

El nido sísmico se caracteriza por su alta tasa de actividad en un volumen mucho más pequeño que los otros nidos a profundidades intermedias en la misma clase (nidos de Vrancea e Hindu Kush) (Schneider et al., 1987; Zarifi and Havskov, 2003) (Figura 2); lo cual está asociado a la complejidad tectónica del territorio Colombiano (Zarifi and Havskov, 2003). Según los últimos modelos tectónicos de Colombia, se presenta una compleja deformación con la

convergencia de cuatro placas (Taboada *et al.*, 2000): El bloque Norte de los Andes que hace parte de la Placa de Suramérica, el bloque de Panamá, el Caribe y la Placa de Nazca (Figura 3).

Debido a esta misma complejidad, se han generado diversos modelos que difieren entre ellos hasta estar en total desacuerdo uno del otro (Prieto *et al.*, 2012) por lo que es difícil establecer a qué bloque se encuentra relacionado el nido sísmico. Uno de los modelos sugiere que la placa del Caribe subduce hacia el sureste y el nido está localizado ahí, así mismo la placa de Nazca subduce hacia el este pero al sur del nido (Cortes and Angelier, 2005; Pennington, 1983; Taboada *et al.*, 2000). El segundo modelo propone que el nido sísmico se encuentra en la placa de Nazca, en el segmento redefinido como el Bloque de Bucaramanga (Van der Hilst and Mann, 1994); y el tercer modelo sugiere que la colisión entre ambas placas (Nazca y Caribe) es la causante de la sismicidad en el nido de Bucaramanga (Zarifi *et al.*, 2007).

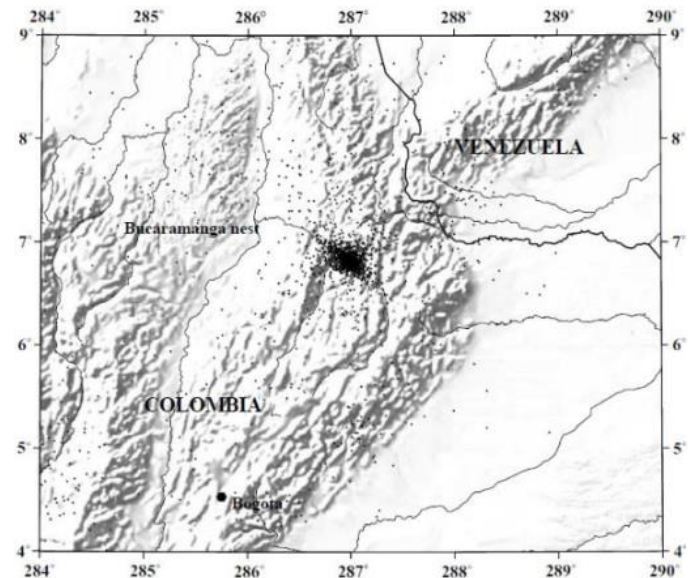


Figura 1 Localización del Nido Sísmico de Bucaramanga al nororiente del territorio colombiano (Tomado de Zarifi and Havskov, 2003).

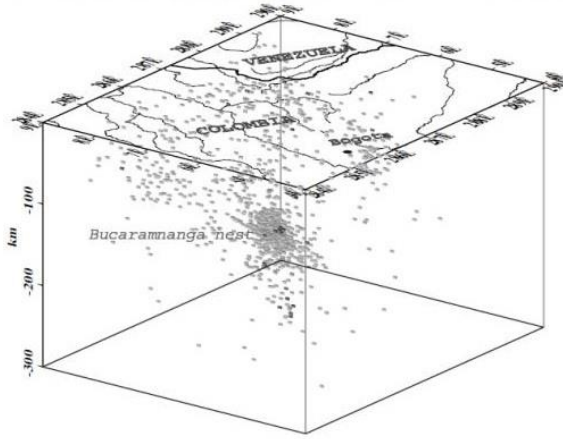


Figura 2 Vista en 3D del nido sísmico de Bucaramanga, en donde se aprecia que la mayor concentración de hipocentros se da entre los 120 y 180 kilómetros de profundidad; y los sismos más superficiales no se encuentran concentrados en una sola zona (Tomado de Zarifi and Havskov, 2003).

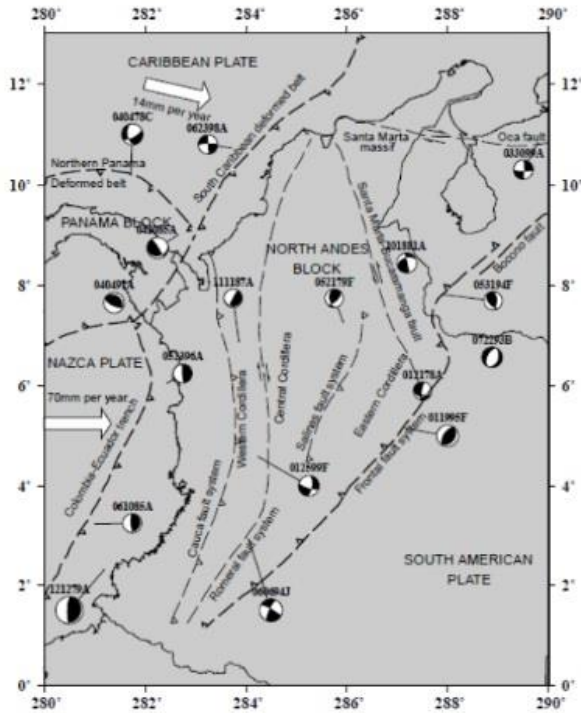


Figura 3 Principales características tectónicas en Colombia, donde las líneas muestran los límites de falla y las flechas, el movimiento de la placa Nazca y Caribe con respecto a la Suramericana. (Tomado de Ojeda and Havskov, 2001).

Método

La tomografía sísmica es un método iterativo que permite reconstruir una imagen de la estructura interna de la Tierra a partir de las observaciones de los tiempos de viaje de las ondas entre la fuente sísmica y los receptores localizados

en diferentes posiciones respecto a la estructura geológica (Becerra, 2008) que se registran en el sismograma. Para lograrlo, es necesario tener en cuenta el tiempo de llegada, amplitud, forma de la onda, frecuencia, dispersión y atenuación (Stein and Wysession, 2003) que son características de la onda que dependen de la fuente sísmica y el medio de propagación.

Mediante el problema inverso se intenta encontrar el modelo que mejor se ajuste a los tiempos de llegada que se registran, para lo que se toma un modelo inicial m_0 como estimación del modelo que se acerca a la solución que se busca. m_0 predice los datos que se deben obtener; sin embargo, al no ser los mismos datos, se buscan los cambios en el modelo inicial Δm_j :

$$m_j = m_j^0 + \Delta m_j \tag{1}$$

Como los datos no dependen linealmente del modelo de parámetros, se hace una linealización del problema utilizando la Serie de Taylor sobre m_0 para solamente utilizar los datos lineales:

$$d_i \approx d_i^0 + \sum_j \left. \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \right|_{m_0} \Delta m_j \tag{2}$$

que se puede escribir como la diferencia entre los datos observados y los datos predichos:

$$\Delta d_i^0 \equiv d_i' - d_i^0 \approx d_i^0 + \sum_j \left. \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \right|_{m_0} \Delta m_j \tag{3}$$

Dicha expresión puede simplificarse y definir la siguiente matriz de derivadas parciales:

$$G_{ij} = \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \tag{4}$$

que también puede ser expresada de la siguiente manera:

$$\Delta d = G \Delta m \tag{5}$$

La ecuación 6 relaciona una matriz y un vector que representa un sistema de ecuaciones lineales simultáneas; que para ser resuelta se debe buscar un cambio en el modelo (Δm) para que al multiplicarlo con la matriz G se obtenga el cambio requerido para Δd :

$$\Delta d_i = \sum_j G_{ij} \Delta m_j \tag{6}$$

Generalmente se tienen cientos de estaciones sísmicas que registran los tiempos de llegada de las ondas, y dan solución a un modelo de solo cuatro parámetros; que según la notación de la ecuación 6 j es el rango de 1 a 4 del modelo de parámetros; i es la cantidad de estaciones con un rango de 1 a n , siendo n mucho mayor que 4. Como cada tiempo de llegada corresponde a una ecuación y cada parámetro proporciona una incógnita, la matriz G tiene n filas que corresponde a la cantidad de tiempos de llegada registrados en cada una de las estaciones; y cuatro columnas que representan los cuatro parámetros:

$$\begin{pmatrix} \Delta d_1 \\ \Delta d_2 \\ \vdots \\ \Delta d_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} G_{11} & G_{12} & G_{13} & G_{14} \\ G_{21} & G_{22} & G_{23} & G_{24} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ G_{n1} & G_{n2} & G_{n3} & G_{n4} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta m_1 \\ \Delta m_2 \\ \Delta m_3 \\ \Delta m_4 \end{pmatrix} \quad (7)$$

Gracias a los estudios de Crosson (1976) para el problema inverso en una dimensión; y de Aki and Lee (1976) para tres dimensiones, se pudo generalizar el método de inversión de hipocentros y tiempo de origen agregando la inversión de velocidades para llevar a cabo la inversión simultánea. Para esto, se supone una cantidad N de sismos donde $j=1, \dots, N$, cuyos hipocentros están determinados por x_j, y_j, z_j siendo sus coordenadas de posición en longitud, latitud y profundidad respectivamente, además del tiempo de origen t_j . El espacio se divide en un número L de bloques ordenados, definidos por $l=1, \dots, L$ en donde cada uno de ellos tiene una velocidad V_l :

$$m^0 = (x_1^0, y_1^0, z_1^0, t_1^0, \dots, x_N^0, y_N^0, z_N^0, t_N^0, V_1^0, \dots, V_L^0) \quad (8)$$

donde el número de elementos de m^0 es $4n+L$.

Hay una relación funcional $T(m^0)$ que permite reproducir los tiempos observados de acuerdo al modelo m^0 . Asumiendo que dicha relación es lineal, se define una matriz de sensibilidad, que contiene elementos que representan la variación del tiempo con cada uno de los elementos del modelo $\partial T_{jk}/\partial m$:

$$G = \begin{pmatrix} A_1 & 0 & \dots & 0 & \dots & 0 \\ 0 & A_2 & \dots & 0 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & A_j & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & 0 & \dots & A_N \end{pmatrix} C \quad (9)$$

En las columnas de la matriz están los elementos del modelo, y en las filas están los tiempos de llegada. G está compuesta por las submatrices A_j y C . La submatriz A_j representa la variación de los tiempos de llegada en cada una de las estaciones con respecto a la variación de la posición de la fuente y el tiempo de origen del j -ésimo sismo. Debido a que los cambios en posición y tiempo de origen de cada sismo no afecta los tiempos de llegada de otro, la matriz G es semidiagonal en la parte que está compuesta por A_j (ecuación 9):

$$A_j = \begin{pmatrix} \partial T_{j1}/\partial x_1 & \partial T_{j1}/\partial y_1 & \partial T_{j1}/\partial z_1 & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \partial T_{jk}/\partial x_k & \partial T_{jk}/\partial y_k & \partial T_{jk}/\partial z_k & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \partial T_{jM}/\partial x_M & \partial T_{jM}/\partial y_M & \partial T_{jM}/\partial z_M & 1 \end{pmatrix} \quad (10)$$

Por su parte, la submatriz C representa la variación de los tiempos de llegada con respecto a la variación de la velocidad en cada bloque, que a diferencia de A_j , el cambio de la velocidad de un bloque sí puede afectar los tiempos de llegada de todos los sismos:

$$C_{il} = \delta_{jkl} \frac{\partial T_{jk}}{\partial V_l} \quad (11)$$

Con una aproximación lineal, la matriz de sensibilidad relaciona los tiempos observados y el modelo:

$$\Delta T(m) = G \Delta m \quad (12)$$

Para hallar m es necesario invertir la matriz G ; sin embargo, como se tienen más estaciones que parámetros, la matriz no es cuadrada de manera que para despejar m se utiliza el método de los mínimos cuadrados (Stein and Wyession, 2003) y la ecuación 12 queda de la siguiente manera:

$$G^T \Delta T = G^T G \Delta m \quad (13)$$

cuya solución es

$$\Delta m = (G^T G)^{-1} G^T \Delta T \quad (14)$$

en donde ΔT es la variación entre el tiempo observado y teórico:

$$\Delta T = T_{obs} - T_{teo} \quad (15)$$

siendo que el error entre ambos tiempos se calcula mediante la ecuación 16:

$$Error = \sqrt{\sum_{k=1}^M \Delta T_k} \quad (16)$$

cuyo valor normalizado se define en la ecuación 17:

$$Error_n = \frac{Error}{NM} \quad (17)$$

Por su parte, Δm es la variación de modelo, de manera que

$$m^{i+1} = (G^T G)^{-1} G^T \Delta T^i + m^i \quad (18)$$

El método iterativo utilizado consiste en proponer un modelo inicial m^0 con el que se halla el tiempo teórico y luego, la diferencia con el tiempo observado (ΔT) (Ecuación 15). Seguido a eso, se halla un nuevo modelo por medio de la ecuación 18 y se repite el proceso hasta que se encuentre el mínimo error con la ecuación 17.

Para encontrar G se aproximan las derivadas mediante la ecuación 2 hasta el primer orden, de la siguiente manera:

$$\frac{\partial T_{jk}(m)}{\partial m} = \frac{T_{jk}\left(m + \left(\frac{\Delta m}{2}\right)\right) - T_{jk}\left(m - \left(\frac{\Delta m}{2}\right)\right)}{\Delta m} \quad (19)$$

El problema al final se reduce a encontrar los tiempos teóricos y reemplazarlos en las ecuaciones 15 y 19; dichos tiempos pueden ser hallados por trazado de rayos o resolviendo la ecuación de la onda por diferencias finitas.

Resultados

El modelo de velocidades para la onda P en el interior del Nido Sísmico de Bucaramanga se obtuvo mediante el uso de la tomografía sísmica local y se tomaron a consideración los sismos ocurridos en el departamento de Santander entre Enero de 2012 y Junio de 2016 que fueron registrados por la RSN. Para la inversión en 1D, se utilizó el programa Velest ejecutado bajo Seisan, con el

cuál bajo la subrutina select se hizo una selección de 1127 sismos, los cuales fueron utilizados para el modelo 1D.

Se tomó como modelo inicial para la inversión, el modelo de velocidades planteado por Makario et al., en 2010 (Figura 4), en un estudio realizado en la misma zona, para generar un nuevo modelo, utilizando los tiempos de llegada de los sismos. El programa Velest, realiza una inversión simultánea en el que determina las velocidades y hace una relocalización de los sismos.

Se obtuvo un total de sesenta modelos de velocidades 1D, divididos en seis grupos, cada uno con diez modelos según el parámetro de amortiguamiento para la velocidad (0.001, 0.01, 0.1, 1.0, 10, 100, 300, 600, 800 y 1000). En la tabla 1 se tienen los RMS obtenidos para cada modelo generado en cada grupo y el parámetro de amortiguamiento correspondiente.

	I	II	III
0.001	0.089327	0.089373	0.089372
0.01	0.089311	0.089284	0.089283
0.1	0.089304	0.089273	0.089279
1.0	0.089232	0.089275	0.089263
10	0.089616	0.089331	0.089326
100	0.089691	0.089574	0.089563
300	0.089720	0.089616	0.089607
600	0.090174	0.089655	0.089728
800	0.090347	0.089683	0.089681
1000	0.090451	0.089711	0.089734
	IV	V	VI
0.001	0.089376	0.089376	0.089375
0.01	0.089282	0.089283	0.089282
0.1	0.089279	0.089263	0.089262
1.0	0.089263	0.089263	0.089262
10	0.089329	0.089329	0.089325
100	0.089564	0.089564	0.089562
300	0.089607	0.089607	0.089606
600	0.089650	0.089649	0.089648
800	0.089680	0.089679	0.089680
1000	0.089724	0.089723	0.089732

Tabla 1 RMS obtenidos para cada uno de los modelos de velocidades obtenidos en cada grupo. Los números señalados son los valores de los RMS más bajos para cada grupo de modelos obtenidos, siendo el de color verde

el modelo 1D con menor RMS que se tendrá en cuenta para el modelo 3D.

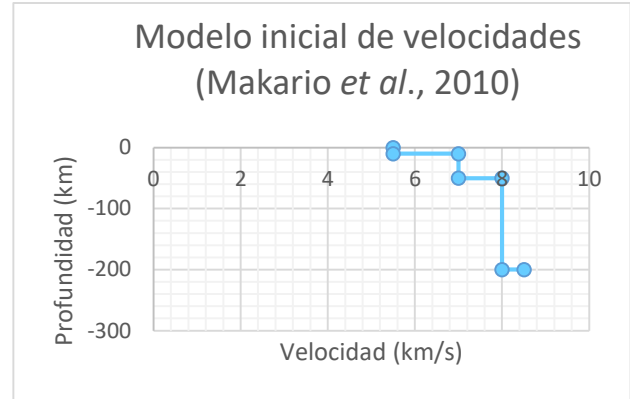


Figura 4 Modelo de velocidades propuesto por Makario et al., 2010 para la zona de Bucaramanga-Cúcuta, utilizado como modelo inicial.

A continuación se muestran los modelos de velocidad con menor RMS que se obtuvieron con cada una de las inversiones realizadas (Figuras 5-10). En éstos modelos se asume una homogeneidad lateral y solo se toma en cuenta la variación de la velocidad en profundidad, teniendo así cuatro capas para el área de estudio. Teniendo en cuenta el RMS, se tomó el modelo D1 el más aproximado (Figura 5), en donde la primera capa va desde la superficie hasta los 10 kilómetros de profundidad con una velocidad de 6.08 km/s; la siguiente capa va hasta los 50 kilómetros y se presenta una velocidad de 6.66 km/s; la tercera capa va hasta los 180 kilómetros y le corresponde una velocidad de 7.61 km/s; y finalmente la velocidad que se presenta a partir de los 180 kilómetros es de 8.58 km/s, teniendo en cuenta que en el presente estudio se utilizaron eventos hasta los 200 kilómetros de profundidad.

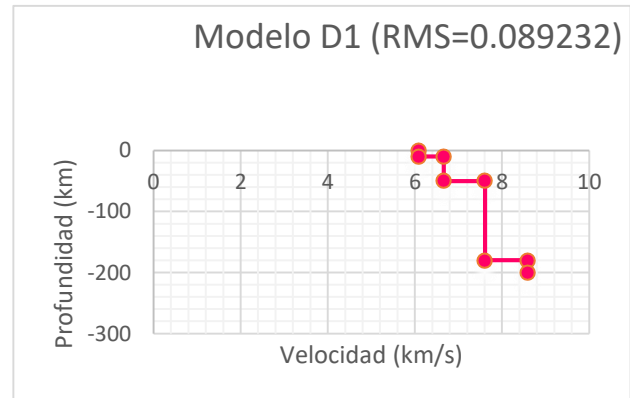


Figura 5 Modelo D1 generado a partir del modelo propuesto por Makario et al., 2010 utilizado como modelo inicial.

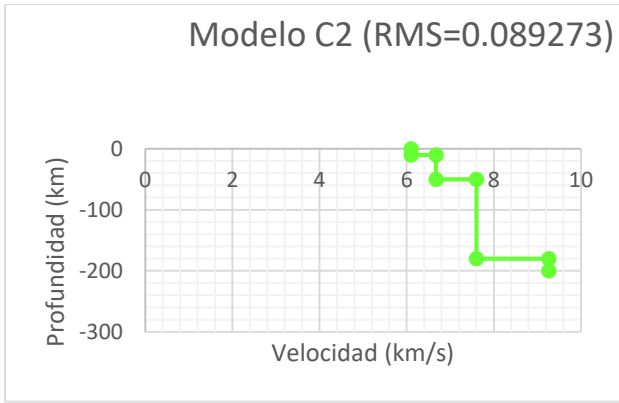


Figura 6 Modelo C2 generado a partir del modelo D1.

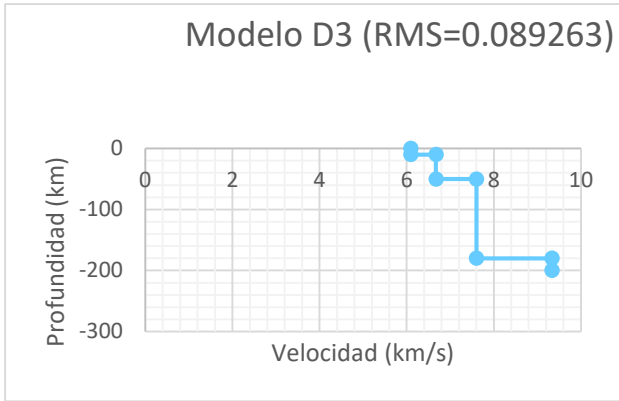


Figura 7 Modelo D3 generado a partir del modelo C2.

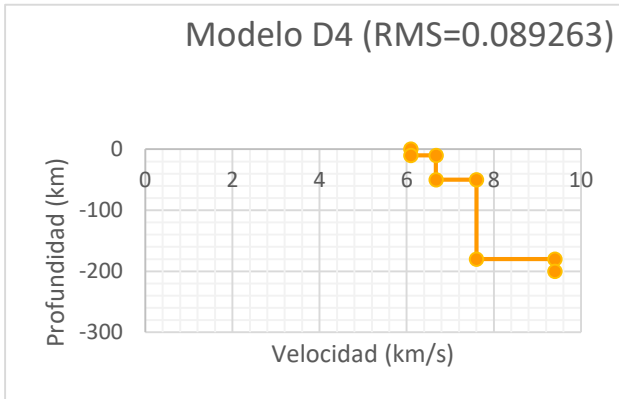


Figura 8 Modelo D4 generado a partir del modelo D3.

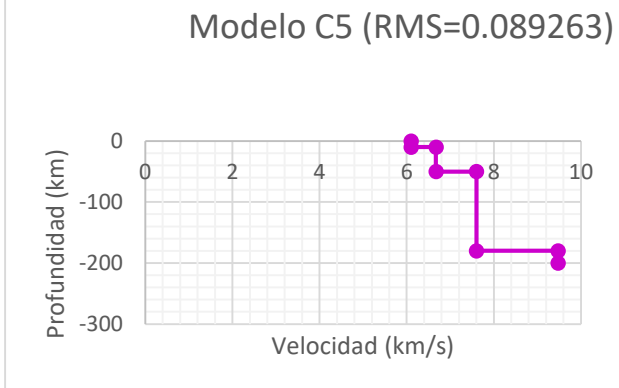


Figura 9 Modelo C5 generado a partir del modelo D4.

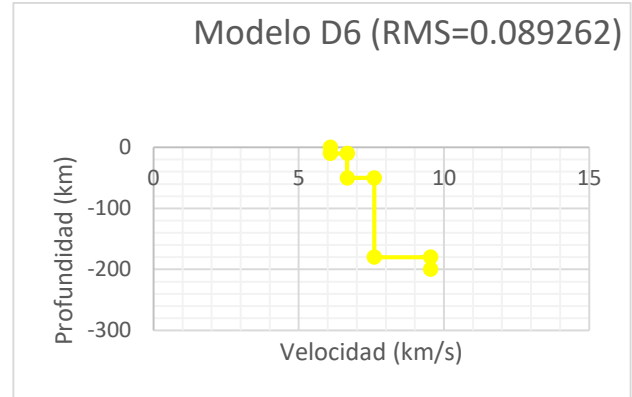


Figura 10 Modelo D6 generado a partir del modelo C5.

Conclusiones

- Se obtuvo un total de cuatro capas en el modelo de velocidades 1D en el cual la velocidad va aumentando conforme aumenta la profundidad, cumpliéndose que a mayor profundidad mayor es la velocidad.
- En los modelos C2, D3, D4, C5 y D6 se observa que los cambios en los valores de las velocidades es muy poco, y el cambio notorio se da a partir de los 180 kilómetros de profundidad.
- El modelo D1 fue elegido como el que más se aproxima al modelo real debido a que fue el que tuvo un menor RMS, y tiene ciertas variaciones al modelo inicial propuesto por Makario et al, 2010. En la primera capa hay una variación de 0.58 km/s; en la segunda capa de 0.34 km/s; en la tercera de 0.39 km/s y en la última de 0.08 km/s, teniendo en general variaciones de menos de 1 km/s.
- Las velocidades obtenidas en las dos primeras capas del modelo D1, (0 a 10 km en la primera capa 10 a 50 km en la segunda capa) corresponden a velocidades de rocas graníticas de la corteza continental.
- La velocidad obtenida en la tercera capa en el modelo D1, indica la transición entre la corteza y el manto superior por el cambio que hay de materiales.
- La velocidad obtenida en la última capa, corresponde a la zona en donde el aumento de la velocidad de la onda P, comienza a disminuir.

Agradecimientos

- A la Red Sismológica Nacional de Colombia por proporcionarnos los datos de cada uno de los sismos utilizados para el trabajo.
- Al proyecto de investigación "MIGRACIÓN SÍSMICA PRE -APILADO EN PROFUNDIDAD POR EXTRAPOLACIÓN DE CAMPOS DE ONDA UTILIZANDO COMPUTACIÓN DE ALTO DESEMPEÑO PARA DATOS MASIVOS EN ZONAS COMPLEJAS" co-financiado por COLCIENCIAS – ECOPEPETROL" por el apoyo para la realización del trabajo.

Referencias

- Aki, K. and Lee, H. K., 1976. Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes, Part. 1. A homogeneous initial model. *J. Geophys. Res.* 81, 4381-4399.
- Becerra, C. A., 2008. Tomografía sísmica para obtener modelos de velocidad del estrato somero aplicada a datos sintéticos y reales. (Tesis de pregrado). Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga.
- Cortes, M., and Angelier, J., 2005. Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics* 403, 29–58.
- Crosson, R. S., 1976. Crustal structure modeling of earthquake data, I, Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters. *J. Geophys. Res.* 81, 3036-3046.
- Ojeda, A., and Havskov, J., 2001. Crustal structure and local seismicity in Colombia. *J. Seis.* 5, 575–593.
- Pennington, W.D., 1983. The role of shallow phase changes in the subduction of oceanic crust. *Science* 220, 1045–1047.
- Perico-Martinez, N. R., and Perico-Granados, N. R., 2014. Caracterización y recurrencia sísmica del Nido de Bucaramanga. V Congreso Internacional de Ingeniería Civil, Universidad Santo Tomás Seccional Tunja.
- Prieto, G. A., Beroza, A. C., Barret, S. A, López, G. A., and Flórez, M., 2012. Earthquake nests as natural laboratories for the study of intermediate-depth earthquake mechanics. *Tectonophysics*, 570-571, 42-56.
- Stein, S., and Wysession, M., 2003. An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure. Blackwell Publishing.
- Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., and Rivera, C., 2000. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics* 19(5), 787–813.
- Van der Hilst, R., and Mann, P., 1994. Tectonic implication of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology* 22, 451–454.
- Zarifi, Z., and Havskov, J., 2003. Characteristics of dense nests of deep and intermediate depth seismicity. *Adv. Geophys.* 46, 237–278.
- Zarifi, Z., Havskov, J., and Hanyga, A., 2007. An insight into the Bucaramanga nest. *Elsevier Tectonophysics* 443, 93-105.