

Seismicity in colombian llanos foothills: Characterization, relocation and local seismic tomography

Francisco Javier Muñoz-Burbano ^a, Carlos Alberto Vargas-Jiménez ^b & Germán Chicangana ^c

^a Servicio Geológico Colombiano, Bogotá D.C., Colombia. fmunoz@sgc.gov.co

^b Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá D.C., Colombia. cavargasj@unal.edu.co

^c Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Santo Tomás, Villavicencio, Colombia. germanchicangana@usantotomas.edu.co

Received: September 23th, 2014. Received in revised form: April 16th, 2015. Accepted: July 7th, 2015.

Abstract

An earthquake relocation by seismic simultaneous inversion and double differences methods were done in the Colombian Llanos Foothills from 3° to 5°N and from 73° to 75°W. The data used in this work take account 483 earthquakes registered by The Colombia National Seismological Network (RSNC) between 1993 and 2012. For the events relocation the root mean square (RMS) was reduced and several earthquake clusters were identified. The new locations shows principally at southwestern zone are related with the Eastern Frontal Fault System with faults as the Servitá-Santa María fault and the Algeciras Fault. In addition this work shows a 3D velocity model indicating an anomaly in the wave behavior related mainly to the low velocity zone under the Eastern Cordillera and minimum variations in average velocity toward southeast zone related with the Amazon Craton. Finally in southwest region where located the faults shows a Vp high velocity anomaly.

Keywords: seismic tomography, earthquake relocation, seismic simultaneous inversion, double differences, Colombian Llanos Foothills.

Sismicidad en el piedemonte llanero colombiano: Caracterización, relocalización y tomografía sísmica local

Resumen

Se presenta una relocalización de sismos en el Piedemonte Llanero colombiano entre los 3° a 5°N y 73° a 75°W mediante los métodos de inversión sísmica simultánea y dobles diferencias teniendo en cuenta tiempos de llegada de ondas P y S y se presenta la inversión de un modelo de velocidad Vp en 3D. Se tomaron en cuenta 483 sismos registrados por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) entre 1993 y 2012. Con la relocalización se logró una reducción de los tiempos de error cuadrático medio (RMS) y la identificación evidente de agrupaciones de sismos principalmente en el sector suroeste del área de estudio asociados al Sistema de Fallas de la Falla Frontal de la Cordillera Oriental (SFFFCO), como las fallas Servitá - Santa María y la falla Algeciras. El modelo 3D brinda información de anomalías de baja velocidad para el subsuelo de la Cordillera Oriental y alta velocidad para la zona suoriental que corresponde al cratón Amazónico. En la zona suroccidental de la grilla que corresponde a la región en que se encuentran los sistemas de fallas anteriormente citados, se presentan anomalías positivas de Vp.

Palabras clave: tomografía de velocidades, relocalización de sismos, inversión sísmica simultánea, doble diferencia, piedemonte llanero colombiano.

1. Introducción

El establecimiento de modelos de velocidad para la corteza se ha ido implementando en las últimas décadas para definir con mayor exactitud las heterogeneidades de la corteza en diferentes zonas de interés y en este trabajo a través del análisis de sismos que son señales indirectas, se aplicó la técnica tomográfica de inversión simultánea para conseguir la localización de eventos y la distinción de estructuras de velocidad con el uso de los rayos que

atravesan una región (Thurber, 1992). Aquí se presenta un modelo en 3D logrado con datos de eventos sísmicos locales registrados por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC, 2014) que fueron relocalizados con inversión sísmica simultánea (ISS) mediante el uso del programa VELEST (Kissling, 2001), que partiendo del modelo inicial permitió obtener un modelo mínimo 1D que es el punto de partida para la generación de un modelo en 3D para la Cordillera Oriental y el Piedemonte Llanero.

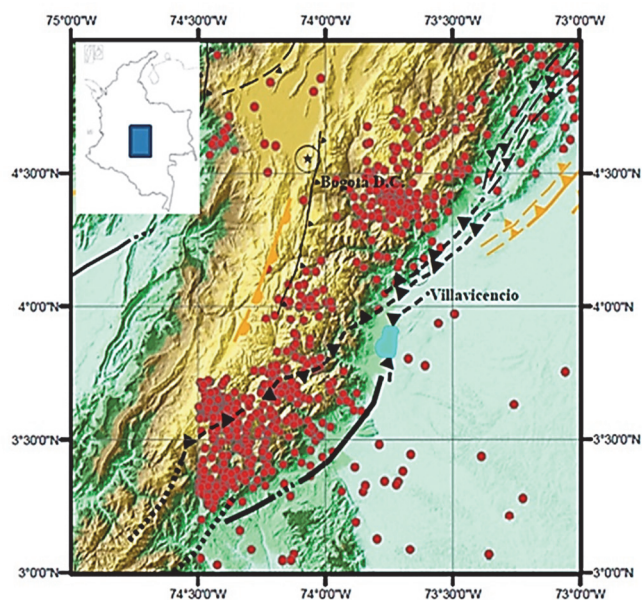


Figura 1. Localización área de estudio para la cual se presentan las principales fallas del Sistema de la Falla Frontal de la Cordillera Oriental (SFFCO) y en puntos rojos los sismos del catálogo de la RSNC para el lapso comprendido entre 1993 y 2012. Fuente: Los autores.

2. Localización

Se seleccionó un sector de la Cordillera Oriental de Colombia que involucra una sección del Piedemonte Llanero delimitado entre las coordenadas 3° a 5° N y 73° a 75° W (Fig. 1).

La zona de estudio posee alta sismicidad que se relaciona principalmente con la actividad tectónica de fallas ubicadas en el Piedemonte Llanero, que a manera general forman parte del Sistema de la Falla Frontal de la Cordillera Oriental (SFFCO) o en inglés East Frontal Fault System (Paris et al., 2000). En esta región de Colombia de acuerdo a la proyección del DANE (2013) se presenta una población de cerca de 13 millones de habitantes.

3. Marco geológico y evolución de la Cordillera Oriental

La parte más profunda de la corteza del sector analizado aquí (Fig. 2), aflora en la Serranía de La Macarena en donde se presentan rocas metamórficas de alto grado asignadas al Mesoproterozoico y un neis melanocrático milonítico tomado de ésta arrojó una edad con U/Pb en circón de 1461 ± 15 ma (Ibañez, 2010). Este basamento subyace bajo rocas del lapso Cámbrico - Ordovícico denominadas Grupo Guejar que se componen de sedimentos y carbonatos con fósiles (Harrington y Kay, 1951; Mojica y Villarroel, 1990; Ramos, 2009; Accari y Waisfeld, 2010).

Para el flanco oriental de la Cordillera Oriental, las rocas más antiguas están representadas por el Complejo Quetame con edad Neoproterozoico tardío y está compuesto por rocas sedimentarias clásticas como limolitas y areniscas de grano muy fino, y rocas metamórficas como filitas, esquistos y cuarcitas (Pulido y Gómez, 2001). El Complejo Quetame

subyace de manera discordante con el Grupo Farallones del lapso Devónico - Carbonífero que se compone de sedimentos clásticos que se depositaron en una plataforma continental (Pulido y Gómez, 2001).

Las unidades sedimentarias que corresponden al lapso Jurásico Cretáceo y que también solo afloran en la Cordillera Oriental presentan espesores muy gruesos y se originaron en ambientes marinos someros durante la ocurrencia sucesiva de pulsos transgresivos y regresivos. Esta depositación marina se dio inicio con la separación de Norte y Sur América durante la etapa de fragmentación de Pangea que en este sector del continente empezó a finales del Triásico (Chicangana, 2005) y se desarrolló plenamente durante los dos eventos de subsidencia que de acuerdo a Horton et al. (2010) están plenamente identificados para la Cordillera Oriental. El primero de estos eventos se presentó durante el desarrollo del rift Jurásico Cretáceo y el segundo, durante el episodio de post rift que ocurrió en el Cretáceo Superior. Durante el desarrollo de la fase de rift a partir del Triásico Superior, se reactivaron como fallas normales, fallas pre-existentes que se originaron ya sea por ser límite de bloques

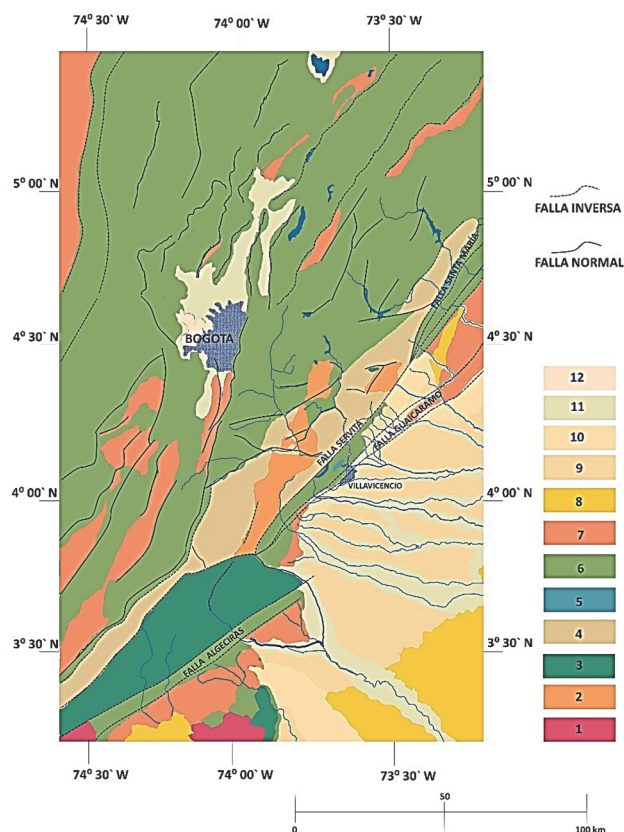


Figura 2. Mapa geológico de la región de estudio en el que se muestran las principales fallas y unidades estratigráficas. 1. Mesoproterozoico indiferenciado. 2. Neoproterozoico indiferenciado. 3. Unidades Cámbrico - Ordovícicas. 4. Unidades Devónico - Carboníferas. 5. Jurásico indiferenciado. 6. Cretáceo indiferenciado. 7. Paleógeno. 8. Neógeno. 9. Pleistoceno Inferior. 10. Pleistoceno Medio. 11. Pleistoceno Superior. 12. Holoceno.

Fuente: Tomado y modificado de Gómez et al., 2007.

acrecionados durante la colisión mesoproterozoica que dio origen al basamento andino colombiano durante la fase orogénica Grenville (Cardona et al., 2010), o por las fases de rift pre-mesozoicas que sufrió el margen oeste de Gondwana (Keppie et al., 2008) y que para el lapso Ediacarensis - Cámbrico queda como testimonio en el territorio colombiano con la Sienita Nefelínica de San José del Guaviare (Arango et al., 2012), por el significado que su magmatismo alcalino representa en el desarrollo de los rift, siguiendo a Best (2003) y Sørensen (2003) entre otros. Igualmente, con la fragmentación de Pangea se crearon nuevas fallas normales como resultado del esfuerzo transtensivo regional al que fue sometida esta corteza continental.

Luego, durante la fase generada por la subsidencia termal post rift a finales del Cretáceo Superior, se produjo una depresión en el centro de la cuenca que corresponde a la región que en el Presente se emplaza la Cordillera Oriental y la cuenca de los Llanos Orientales (Horton et al., 2010). Esta cuenca se extendió desde el sur de Colombia cerca de la frontera con Ecuador, hasta el norte en donde hoy se ubican los Andes de Mérida en Venezuela, región en la que la cuenca alcanzó su mayor amplitud. De acuerdo a Horton et al. (2010) durante el lapso Paleoceno Eoceno Medio esta cuenca presentó un acortamiento y el desarrollo de una cuenca de antepaís que se presentó desde el oriente de la Cordillera Central hasta el macizo de Guyana. Luego, durante el lapso Eoceno Superior Oligoceno Inferior este acortamiento que es resultado del ajuste de la placa Caribe en el margen noroccidental de Suramérica, dio lugar a la aparición de una protocordillera Oriental fraccionada que aparece en medio de esta cuenca de antepaís comenzándola a dividir. Para finales del Oligoceno y principios del Mioceno, la Cordillera Oriental se erigió produciendo la cuenca del Valle del Magdalena al occidente y la cuenca de los Llanos Orientales al oriente de ésta. A partir del Mioceno Superior, la Cordillera Oriental emergió de manera definitiva y produjo la migración de la cuenca de antepaís hacia el oriente para dar origen a los actuales Llanos Orientales.

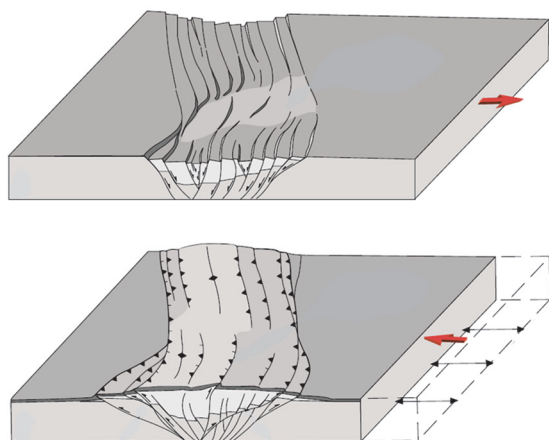


Figura 3. Modelo 3D de una depresión tectónica producida por extensión cortical de un bloque con lo cual se producen fallas normales arriba, y la inversión tectónica que sufren estas tornándose en fallas inversas cuando este bloque es acortado por un régimen compresivo regional abajo. Esta última situación da lugar a una cordillera y se muestra de esta manera un origen y evolución muy similar a la Cordillera Oriental colombiana durante el Cenozoico.

Fuente: Tomado y modificado de Amilibia et al., 2005.

Lo anterior es consecuencia del ajuste final de la placa de Nazca en su convergencia y subducción bajo el margen noroccidental de Suramérica (Chicangana y Vargas, 2013). Este evento que se inició hace aproximadamente 8 millones de años, produjo la inversión tectónica de la antigua depresión estructural, dando como resultado un esquema de desarrollo muy similar al que sufre un rift oblicuo y segmentado cuando éste presenta un proceso de inversión tectónica en el sentido del ejemplo propuesto para un modelo análogo (Fig. 3) por Amilibia et al. (2005).

Las fallas limitantes de la antigua depresión estructural son las que en contexto geológico regional limitan dicha cordillera, las cuales para el flanco occidental hacia el valle del río Magdalena constituyen el Sistema de La Salina (SFLS), y hacia el Piedemonte Llanero de acuerdo a París y Romero (1994), el Sistema de la Falla Frontal de la Cordillera Oriental (SFFCO). Adicionalmente a este argumento, Egbue y Kellogg (2012) plantean un modelo de evolución estructural del Piedemonte Llanero en 3D para un sector al norte de la zona de estudio, el cual tiene un alcance en profundidad de 10 km con base en datos obtenidos de exploración sísmica y pozos exploratorios. Con este modelo estos autores exhiben para superficie una evolución cinemática en una zona dúplex de fallas inversas imbricadas con vergencia predominante hacia el este. Las imágenes obtenidas indican un apilamiento estructural más fuerte hacia el norte que hacia el sur, lo cual implica un acortamiento horizontal aproximado a los 26 km (Egbue y Kellogg, 2012; Egbue et al., 2013).

Las fallas generadoras de sismicidad del Piedemonte Llanero son las del SFFCO y se asocian a una tectónica de piel delgada que se caracteriza por pliegues de arrastre y cabalgamientos con bajo ángulo en forma de echelon, con rumbo NNE y buzamientos hacia el oeste en la parte más oriental de la cordillera y hacia el este hacia al centro de la misma (Sánchez - Vilar, 2011). Junto a esta tendencia, también se observa una tectónica de piel gruesa que involucra al basamento representado por medio de diversos altos estructurales, como los macizos de Garzón y Quetame que afloran gracias al proceso de inversión tectónica que sufrieron las fallas normales de alto ángulo durante la fase final del acortamiento cortical y que por presentar indicios tanto morfoestructurales como de neotectónica continúa en el Presente.

4. Modelos de velocidades 1D y 3D

La RSNC se encarga de establecer soluciones hipocentrales adecuadas para los eventos registrados usando un modelo de velocidades unidimensional generalizado para Colombia que consta de cinco capas planas y un semiespacio (Ojeda y Havskov, 2001). Adicionalmente como modelo inicial, también se tuvieron en cuenta algunos trabajos que reportan modelos de velocidad de ondas P y S con los que se construyeron imágenes del subsuelo. Al respecto, los trabajos de Ocola et al. (1975) y Vargas (2004) proporcionan la información detallada que ilustra la configuración del subsuelo del territorio colombiano tanto en 1D como en tres dimensiones (3D) haciendo uso de la técnica de Inversión Simultánea propuesta inicialmente por Thurber (1981). Conforme al marco geológico exhibido aquí, se construyó un modelo de velocidades inicial en pruebas de ensayo y error, como se propone en Kissling et al. (1994) para ejercicios de

relocalización de eventos. La Tabla 1 presenta un resumen de los modelos de velocidades 1D iniciales para ondas P y S.

5. Datos y métodos

5.1. Catálogo sísmico

Se utilizaron los datos obtenidos por la RSNC (2014) que corresponden a los sismos registrados en la localización arriba mencionada entre junio de 1993 y abril de 2012. Éste consta de 1573 eventos (principales y réplicas) con magnitud local (ML) que varía entre 0,9 y 5,7. A estos se les hizo una selección de las mejores localizaciones hipocentrales, dado que gran cantidad de los terremotos presentaron localizaciones preliminares con profundidades de cero metros y altos tiempos residuales. Para ello se tomó como criterios que el evento cumpliera como mínimo con que: al menos cinco estaciones lo hayan registrado, el error cuadrático medio (RMS) de sus tiempos de llegada estén entre 0,0 y 0,5, y sus valores de separación acimutal (GAP) sean menores a 180. Esta depuración permitió seleccionar 483 eventos que presentaron buenas determinaciones de arribo de las ondas P y S en al menos en cinco estaciones. Posteriormente se procedió a definir una retícula de puntos regularmente espaciada y robusta para poder conseguir detectar anomalías a escala cortical. Esta red se construyó a manera de matriz en X-Y de 15 x 15, con un espaciamiento de 20 x 20 km² para profundidades de 10, 20, 40, 60 80, 100 y 160 km. Igualmente se determinó el amortiguamiento apropiado para la inversión siguiendo la metodología propuesta por Eberhart - Phillips (1986) que permite encontrar sistemáticamente un punto donde la varianza de los datos y la del modelo es compensable. El valor más apropiado fue de 10.

Tabla 1. Modelos iniciales de velocidades para ondas P y S para diferentes profundidades utilizados para crear un modelo “mínimo” de velocidades 1D.

Ocola et al., (1975)		Vargas (2004)			
Profundidad (km)	Velocidad (km/s)	Profundidad (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	
0	5,5	0	6,05	3,31	
6	6,1	6	6,06	3,47	
30	6,8	30	6,84	3,88	
52	7,3	52	6,84	3,88	
66	7,8	66	8,25	4,64	
100	9,1	100	8,68	4,86	
RSNC		Este Trabajo			
Profundidad (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Profundidad (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)
-5	4,80	2,70	-5	5,00	2,70
4,0	6,60	3,71	2,0	5,60	3,71
25,0	7,00	3,93	10,0	6,70	3,93
32,0	8,00	4,49	32,0	7,90	4,49
40,0	8,10	4,55	40,0	8,10	4,55
100,0	8,20	4,61	100,0	8,20	4,61

Fuente. Los autores.

5.2. Relocalización de sismos con Inversión sísmica simultánea (ISS)

Vargas (2004) señala que este método requiere de un modelo de velocidades e hipocentros definidos previamente con el fin de determinar los tiempos residuales (ΔT), los cuales son las diferencias entre los tiempos de llegada observados (T^{obs}) y los tiempos de llegada predichos, (T^{pre}). De acuerdo a Crosson (1976) y a Kissling (1988), la localización sísmica es un problema no lineal, por lo que no existen soluciones de inversión posibles de obtener directamente, lo que hace necesario usar procesos iterativos que permitan aproximar soluciones tan cercanas a las verdaderas como sea posible.

La siguiente ecuación, es la notación vectorial de un problema no lineal:

$$g(m) = d \quad (1)$$

Donde, d es el vector de datos correspondiente a los tiempos de viaje, m es el modelo asociado a los parámetros hipocentrales, y g es el funcional que toma en cuenta la relación entre el modelo y los datos (Vargas, 2004).

Asumiendo que m_0^{est} , es el modelo inicial para el proceso iterativo, se tiene que:

$$m = m_0^{est} + \Delta m \quad (2)$$

$g(m)$ se puede linealizar por expansión de Taylor, y eliminando términos de segundo orden y superior, se obtiene:

$$g(m) \cong g(m_0^{est}) + G_0 \cdot (\Delta m) \quad (3)$$

G_0 , es la matriz jacobiana de derivadas parciales, $\frac{\partial g_i}{\partial m_j}$ evaluada en m_0^{est} . $g(m)$ contiene los T^{obs} , y $g(m_0^{est})$ los T^{pre} . Para alcanzar las correcciones del modelo Δm , se reescribe (3) de la siguiente manera:

$$E(m) = G(m) - g(m_0^{est}) - G_0 \cdot (\Delta m) \quad (4)$$

$E(m)$ es el predictor del error, donde se resuelve (4) para que $E(m)$ pueda ser minimizado:

$$(m_i^{est} = m_{i-1}^{est} + \Delta m_{i-1}). \quad (5)$$

El éxito de esta solución se consigue efectuando correcciones iterativas al modelo hasta alcanzar la mayor disminución del predictor de error, lo que depende de la calidad y control de parámetros del modelo inicial (Vargas, 2004). Kissling (1988) introdujo el concepto de modelo mínimo 1D ante la dificultad de no siempre contar con suficientes observaciones, lo que conduce a incertidumbres en los modelos iniciales. Este modelo toma en cuenta correcciones de las estaciones que ayudan a minimizar el error de localización. Con éste se obtuvo un modelo mínimo 1D y una relocalización de eventos con el programa VELEST desarrollado por Kissling et al. (1994), donde dicho modelo

es una representación de los mejores promedios de pesos acumulados para los rayos que atraviesan diferentes capas. Además, toma en cuenta correcciones por estaciones que corresponden a retardos promedio para todos los registros.

5.3. Relocalización de sismos con el Método de doble diferencia (DD)

Se realizó una relocalización de eventos con el método DD mediante la implementación del programa HypoDD que fue desarrollado por Waldhauser y Ellsworth (2000), principalmente para fines comparativos con el método de *inversión simultánea*. La relocalización de sismos con HypoDD se efectúa en dos pasos. El primero tiene que ver con el análisis del catálogo de fases que contiene los tiempos de arribo de las ondas P y S o de los datos de formas de onda disponibles para obtener las diferencias de tiempos de viaje para pares de eventos. En este trabajo se usó el catálogo de tiempos de arribo obtenido de registros de la RSNC (2014). Este primer paso se logra mediante el uso del programa *ph2dt* (incluido en el paquete de HypoDD), el cual organiza pares de sismos teniendo en cuenta la separación entre eventos registrados por una estación en común, con lo que posteriormente se establecen enjambres asociados a una posible fuente sísmica en común.

El segundo paso consiste en implementar el programa HypoDD haciendo uso de su algoritmo con el que se determina la localización de hipocentros con el método de DD. Con este método se consigue la separación de hipocentros cuando se logra que la red de vectores que conecta cada evento con sus eventos vecinos, no presente conexiones débiles que puedan producir inestabilidades numéricas (Waldhauser, 2001).

5.4. Tomografía sísmica local (TSL)

La tomografía sísmica toma como principio la inversión de las propiedades del medio en torno a la trayectoria de los rayos que lo atraviesan, y para este caso se usan los tiempos de arribo de los tipos de ondas que viajan por el interior de la Tierra y que son registrados por las estaciones de una red sísmológica (Thurber, 1993). En este trabajo se empleó el método denominado *Inversión Simultánea* para poder obtener la localización espacial de los eventos sísmicos locales. Con este método se consiguen los resultados mediante la identificación de las estructuras de velocidad de una región (Thurber, 1992). Thurber (1981) desarrolló el programa SIMULPS complementado por Eberhart - Phillips (1986), Um y Thurber (1987), Thurber (1992) y Haslinger (1998), los cuales usan datos de sismos locales. En este trabajo se implementó a versión SIMULPS14 que tiene en cuenta los tiempos de arribo de las ondas P y S para modelar la estructura del subsuelo en tres dimensiones. Thurber (1983) plantea que la inversión simultánea utiliza el residuo entre el tiempo de llegada observado y el tiempo de llegada calculado desde una fuente sísmica:

$$\Delta T_{ij} = T_{ij}^{obs} - T_{ij}^{cal} \quad (5) \quad T_{ij} = t_j^0 + t_{ij}^{s_i}(x_j^0, y_j^0, z_j^0, v(s_i), x_i, y_i, z_i) \quad (6)$$

Donde ij corresponden al i -ésimo registro, en la estación i , para el j -ésimo evento sísmico. La ecuación general para los tiempos de llegada es:

$$T_{ij} = t_j^0 + t_{ij}^{s_i}(x_j^0, y_j^0, z_j^0, v(s_i), x_i, y_i, z_i) \quad (7)$$

t_j^0 , es el tiempo de origen del evento sísmico j , $t_{ij}^{s_i}$ corresponde al tiempo de viaje de la onda sísmica a lo largo del trayecto s_i , desde la fuente (x_j^0, y_j^0, z_j^0) a la estación (x_i, y_i, z_i) , $v(s_i)$ es la velocidad a lo largo del camino s_i . T_{ij}^{cal} , $(t_j^0, x_j^0, y_j^0, z_j^0)$ son los parámetros hipocentrales estimados a partir de la localización hipocentral, y s_i es el camino resultante del trazado de rayos desde la fuente, j , a la estación i , a través del modelo de velocidad.

En esta instancia, el modelo m posee los parámetros hipocentrales para todos los sismos y todos los parámetros de velocidad; $g(m)$ posee los tiempos de viaje observados T_{ij}^{obs} y $g(m^{est})$ los tiempos de viaje calculados T_{ij}^{cal} para un modelo inicial m_0^{est} (Vargas, 2004).

La siguiente ecuación tiene en cuenta los residuos relacionados con la integral del tiempo de viaje entre la fuente y el receptor (se asume por comodidad las coordenadas (x_1, x_2, x_3) en lugar de (x, y, z)):

$$\Delta T_{ij} \cong \Delta t_j^0 + \sum_{k=1}^3 \frac{\partial t_{ij}^s}{\partial x_{kj}^0} \Delta x_{kj}^0 + \sum_{l=1}^L \frac{\partial t_{ij}^s}{\partial v_l^0} \Delta v_l^0 \quad (8)$$

Dónde: Δt_j^0 , Δx_k^0 , y Δv_l^0 son respectivamente incrementos en el tiempo de origen, hipocentro y parámetros de velocidad. Linealizando los sistemas de ecuaciones (1 y 3), se inducen correcciones Δm provenientes de los residuos ΔT_{ij} , se obtiene (9):

$$\Delta d \cong G \Delta m \quad (9)$$

La ecuación anterior puede ser resuelta para Δm minimizando Δd por mínimos cuadrados e involucra una parametrización discreta del modelo de velocidad con L parámetros. Adicionalmente la matriz G contiene todas las derivadas parciales y Δm tiene contenidas Δt_j^0 , Δx_k^0 , y Δv_l^0 . Dado que un resultado perfecto entre T_{ij}^{obs} y T_{ij}^{cal} es imposible de obtener debido a la linealización y parametrización del modelo, en las dos ecuaciones anteriores se usa el símbolo *aproximadamente igual* (\cong). Tanto las incertidumbres de ΔT como las limitaciones que implica un conjunto de datos finito, hacen que la ecuación (9) sea un problema indeterminado, induciendo que algunas correcciones del modelo (Δm) no puedan ser resueltas de forma independiente y otras queden sin resolver (Vargas, 2004).

Vargas (2004) y Torres (2012), haciendo referencia a la publicación de Crosson (1976), buscan una solución que

toma los principios del método de Lavenberg - Marquardt, también conocido como *método de mínimos cuadrados aproximados* para evitar una solución numérica inestable en la inversión directa de la ecuación (9), esta solución es la siguiente:

$$\Delta m = (G^T G + \varepsilon^2 I)^{-1} G^T \Delta d \quad (10)$$

Donde I es la matriz identidad, ε corresponde al parámetro de amortiguamiento y $(G^T G + \varepsilon^2 I)^{-1} G^T$ es la inversa generalizada de Lavenberg-Marquardt.

Thurber (1983) realizó la separación de parámetros para facilitar el trabajo computacional, de manera que $G\Delta m$ por una parte contiene los parámetros de velocidad y otra que posee los parámetros hipocentrales sin generar interferencia en el acoplamiento de estos parámetros, por lo que finalmente la ecuación (9) puede ser escrita de la siguiente manera:

$$\Delta d = G\Delta m = H\Delta h + V\Delta v \quad (11)$$

Siendo $H\Delta h$ la parte que involucra al hipocentro y $V\Delta v$ la parte que involucra la velocidad.

Para expresar esta ecuación en cada evento se usa la notación $\Delta d_j = H_j \Delta h_j + V_j \Delta v_j$. Realizando la descomposición singular de Lawson y Hanson (1974), cada evento se expresa como aparece en $\Delta d_j = V_j' \Delta v_j'$ (12). Reemplazando (9) en (11) para todos los sismos, se obtiene que (10) puede solucionarse para correcciones del modelo de velocidad $\Delta v'$, y las soluciones hipocentrales se estiman con el modelo de velocidad actualizado en una inversión rutinaria de localización de sismos (Vargas, 2004).

Para el uso del programa SIMULPS14 se requirió definir una red de nodos que no obliga necesariamente a tener dimensiones regulares y esto permitió hacer una interpolación lineal entre nodos para obtener las velocidades de un punto dado. El funcionamiento del trazado de rayos se realizó teniendo en cuenta una serie de planos de buzamiento variable, en donde se efectuó el cálculo de tiempos de viaje para rayos con trayectorias circulares mediante la variación del radio del círculo. Los tiempos de viaje más cortos para un trayecto son ajustados por la técnica de la pseudo - flexión planteada inicialmente por Um y Thurber (1987).

6. Resultados y Discusión

6.1. Relocalización de sismos y modelo 1D con el método Inversión sísmica simultánea (ISS)

Un total de 483 eventos fueron relocalizados con el método de ISS mediante la implementación del programa VELEST tomando como referencia las coordenadas 4° N y 74° W que correspondió al centro del área de estudio. Estos eventos se encuentran localizados entre 0 y 180 km de profundidad con un número de fases de entre 5 y 15 de onda P, y de 3 a 7 de onda S.

Con estos datos se obtuvo un modelo de velocidad 1D a partir un modelo inicial construido en este trabajo por el

método ensayo y error que tuvo en cuenta los modelos propuestos por diferentes autores resumidos en la Tabla 1. Este modelo inicial fue escogido entre 21 ejercicios bajo los criterios de la relación más baja entre los RMS y la varianza de los datos. Con esto, el modelo 1D hallado pudo no solo generar una aproximación al comportamiento de las velocidades de las ondas sísmicas en el subsuelo, sino también relocalizar con mayor exactitud los eventos registrados. La Fig. 4 presenta una comparación entre las localizaciones iniciales de los 483 eventos seleccionados y las localizaciones logradas mediante ISS. Continuando con las diferencias de localización entre los datos iniciales y los relocalizados, se logró establecer una tendencia aproximada en la dirección de desplazamiento de los nuevos hipocentros y la Fig. 5 presenta los vectores de desplazamiento que

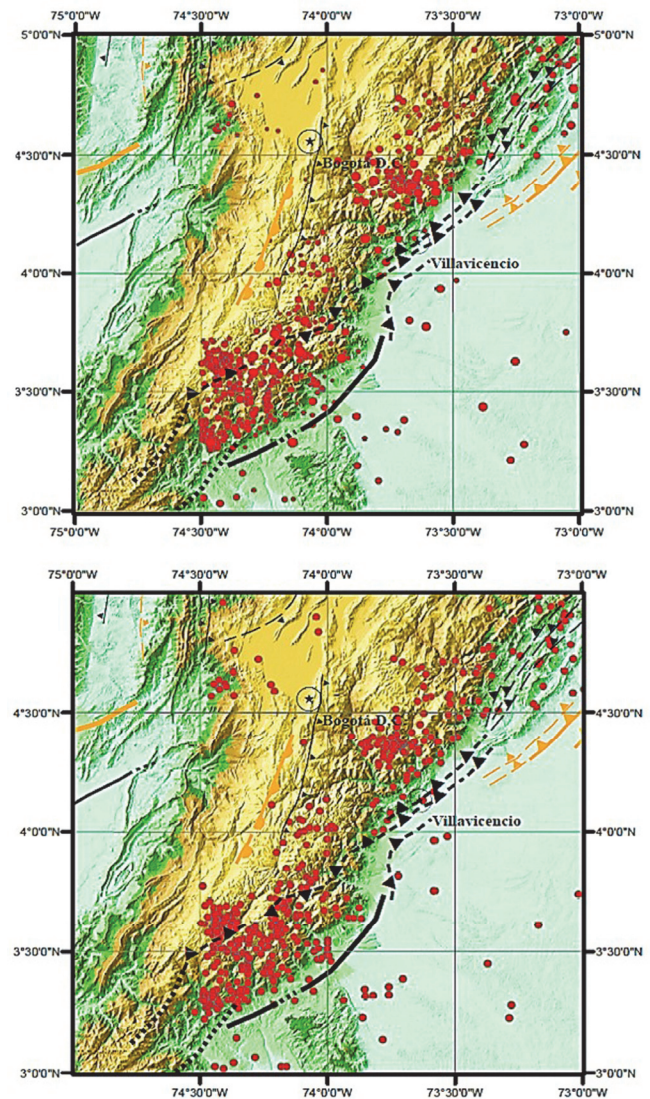


Figura 4. Comparación localización de sismos. Arriba, localización de eventos del catálogo de la RSNC (483 eventos). Abajo, relocalización de sismos con VELEST.

Fuente: Los autores.

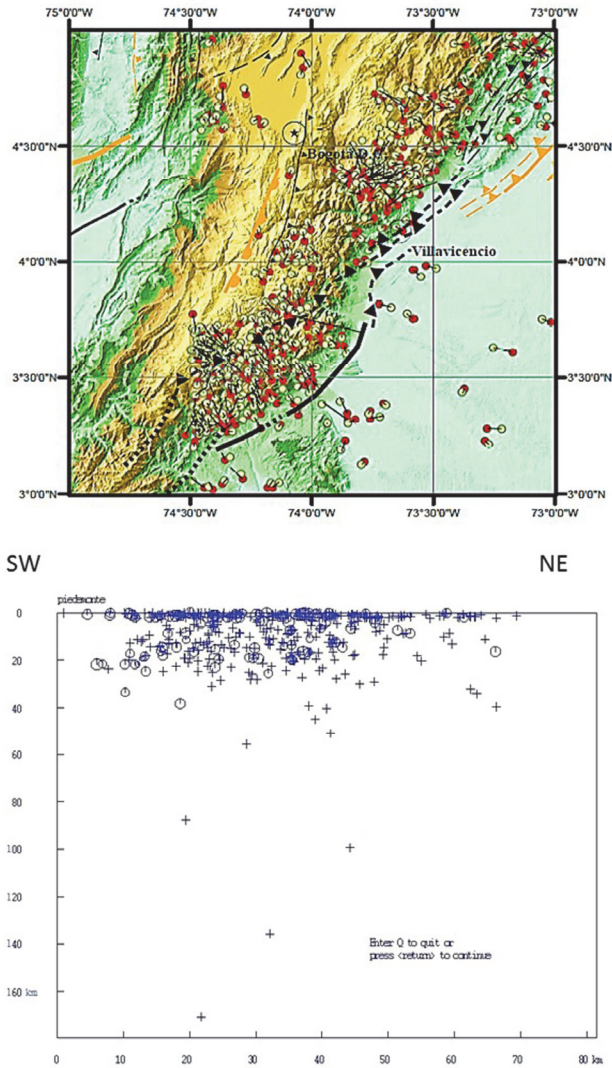


Figura 5. Arriba, mapa con los vectores de desplazamiento (líneas negras) que señalan las trayectorias entre los sismos relocados (puntos verdes) y sismos del catálogo (puntos rojos). Se observa un predominio de desplazamiento hacia el oeste. Abajo, Perfil de la relocation de sismos. Fuente: Los autores.

señalan un predominio hacia el oeste, probablemente influenciados por la ubicación de la mayoría de estaciones en el occidente del país. Adicional a las relocationes, el método de ISS permitió obtener el modelo mínimo 1D el cual no presenta amplias variaciones con respecto al modelo inicial, igualmente con las correcciones de estación que de acuerdo a Vargas (2004), en los procesos rutinarios de localización se minimizan los efectos no lineales en la determinación de los parámetros hipocentrales. La Tabla 2 presenta el modelo de velocidades inicial y el modelo mínimo 1D obtenido en este trabajo. Por otro parte, la Fig. 6 muestra la comparación de modelos y las localizaciones de sismos en profundidad, con lo que se puede afirmar que hay cambios importantes en el comportamiento de V_p y V_s a partir de los

Tabla 2. Modelo mínimo 1D obtenido en este ejercicio.

Modelo mínimo 1D		
Profundidad (km)	V_p (km/s)	V_s (km/s)
-5	5,22	2,31
2,0	5,44	3,53
10,0	6,52	3,71
32,0	7,54	4,32
40,0	7,83	4,46
100,0	7,90	4,60

Fuente: Los autores.

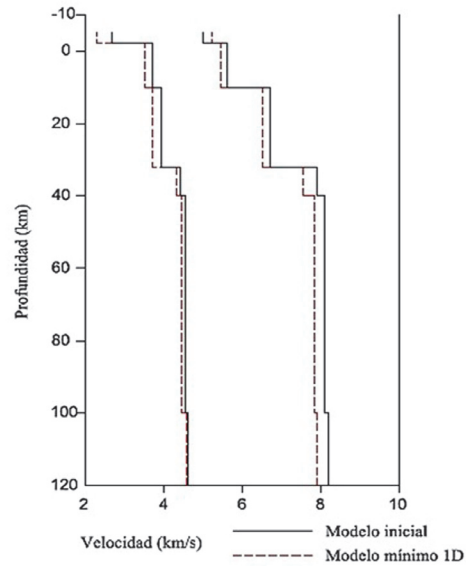


Figura 6. Modelo inicial y modelo mínimo 1D.

Fuente: Los autores.

30 km de profundidad. Es probable que esta profundidad corresponda a la discontinuidad de Mohorovicic, de manera similar a lo obtenido por Båth (1979) para los Andes de Perú y Chile, y para los Andes colombianos por Vargas (2004).

6.2. Relocalización de sismos con el Método de doble diferencia (DD)

A partir de la relocation de eventos obtenida con VELEST, para efectos comparativos, se obtuvo una nueva localización con el método DD con el fin de identificar enjambres de sismos asociados al Sistema de la Falla Frontal de la Cordillera Oriental.

Se realizaron 20 ejercicios de relocation con el método DD, variando los parámetros que permiten organizar pares de sismos según los registros de las estaciones. Entre estos ejercicios, se seleccionaron los mejores resultados, uno para relocation de eventos con el uso de ondas P, y otro con relocation de sismos para ondas P y S. La organización de pares de eventos se redujo de 483 a 199 y 185 respectivamente, no teniendo los eventos restantes relación entre sí (de acuerdo a los parámetros de organización). En el ejercicio de localización con ondas P, se diferenciaron 24 enjambres distribuidos en la zona de

estudio, varios de los cuales tienen su ubicación en cercanías a las fallas activas reportadas por Paris et al. (2000).

Asimismo hay que recalcar que los RMS obtenidos se redujeron significativamente obteniendo un promedio de 0,065s y un desplazamiento del centroide de entre 140 y 300 m. Si bien el valor de RMS es reducido, la distancia del centroide es amplia en comparación a ejercicios realizados en otras regiones según los ejemplos de datos reales provistos en el paquete de HypoDD (Waldhauser y Ellsworth, 2000). Igualmente con el ejercicio 17, el cual tuvo en cuenta tanto la onda P como la onda S de cada evento, se presentaron localizaciones similares a las obtenidas en el ejercicio 18, teniendo en común el agrupamiento de enjambres para el sur de la zona de estudio correspondiente a la zona de influencia de la Falla Algeciras, la cual es capaz de producir sismos con magnitud superior a 7,0 (Velandia et al., 2005).

6.3. Tomografía sísmica local (TSL)

Se obtuvo un modelo 3D de acuerdo a la inversión del modelo de velocidad para ondas P, que presentó una reducción significativa del RMS total de las localizaciones realizadas con los métodos en 1D, con lo cual se modifican también las profundidades de los hipocentros. En la Tabla 3 se presenta la comparación de los diferentes modelos conforme a la variación de los RMS.

La presentación de resultados de inversión de modelos 3D para facilitar la observación de anomalías en las propiedades del subsuelo, se puede realizar en términos del porcentaje de variación respecto a la velocidad media de la capa, en términos de las velocidades absolutas y en términos de la relación de fases (Vargas, 2004; Londoño et al., 2010; Torres, 2012).

En este trabajo se presentan resultados de variación porcentual de la velocidad (V_p) media de cada capa con lo que se detectaron algunas anomalías que están relacionadas con los rasgos estructurales característicos de la zona de estudio. En las Figs. 7 y 8, se observan las anomalías de variación de la velocidad (V_p) a diferentes profundidades y su relación espacial.

Como interpretación de estos resultados tenemos:

Para la Cordillera Oriental, las anomalías del comportamiento de velocidades de onda son bajas en comparación a los dominios puntuales de las zonas de alta velocidad que se mencionan en los párrafos siguientes. Al oriente de la Cordillera Oriental, no se observan anomalías en todos los niveles de profundidad que se relacionen con la variación porcentual de velocidad de ondas. Se interpreta aquí que en estas zonas la estabilidad sismológica obedece a la poca actividad tectónica que se presenta en el Cratón

Tabla 3. Reducción del RMS total de los sismos utilizados para la inversión del modelo de velocidad (V_p) en 3D.

RMS datos del catálogo RSN	RMS modelo mínimo 1D		RMS modelo 3D
	ISS	DD	
0,57 s	0,31 s	0,25 s	0,17 s

Fuente: Los autores.

Amazónico. Se identifican zonas de media a alta velocidad en cercanías a Bogotá siendo fácilmente observables en los planos correspondientes a 10 y 40 km de profundidad. Esta variación de la velocidad de la onda P se interpreta como el incremento con la profundidad que va desde un medio de baja densidad, representado por paquetes de rocas sedimentarias con fuerte espesor que cubren el lapso Neoproterozoico tardío - Cretáceo en superficie, a rocas del basamento ígneo - metamórfico correspondientes al Basamento Mesoproterozoico Andino en profundidad.

Hacia los 10 km de profundidad, se presenta una zona de bajas velocidades, aproximadamente en los $4^{\circ}40'N$ con $74^{\circ}40'N$, que puede presentar relación con una zona de gradiente geotérmico alto. Estas zonas alta variación de la velocidad se van desplazando hacia el suroccidente de la grilla en la medida que se incrementa la profundidad e igualmente se relaciona con zonas de alta velocidad que aparecen en el

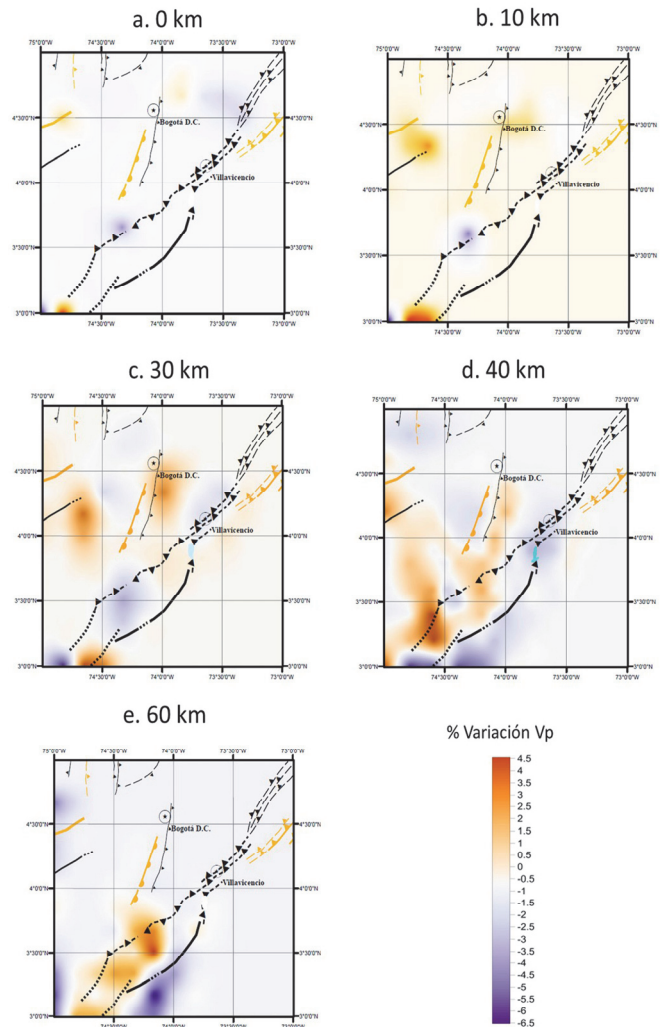


Figura 7. Porcentaje de cambio de velocidad de la onda P con respecto al modelo inicial 1D como resultado de la inversión 3D. se presentan cinco niveles a diferentes profundidades: a. 0 km; b. 10 km; c. 20 km; d. 40 km; e. 60 km.

Fuente: Los autores.

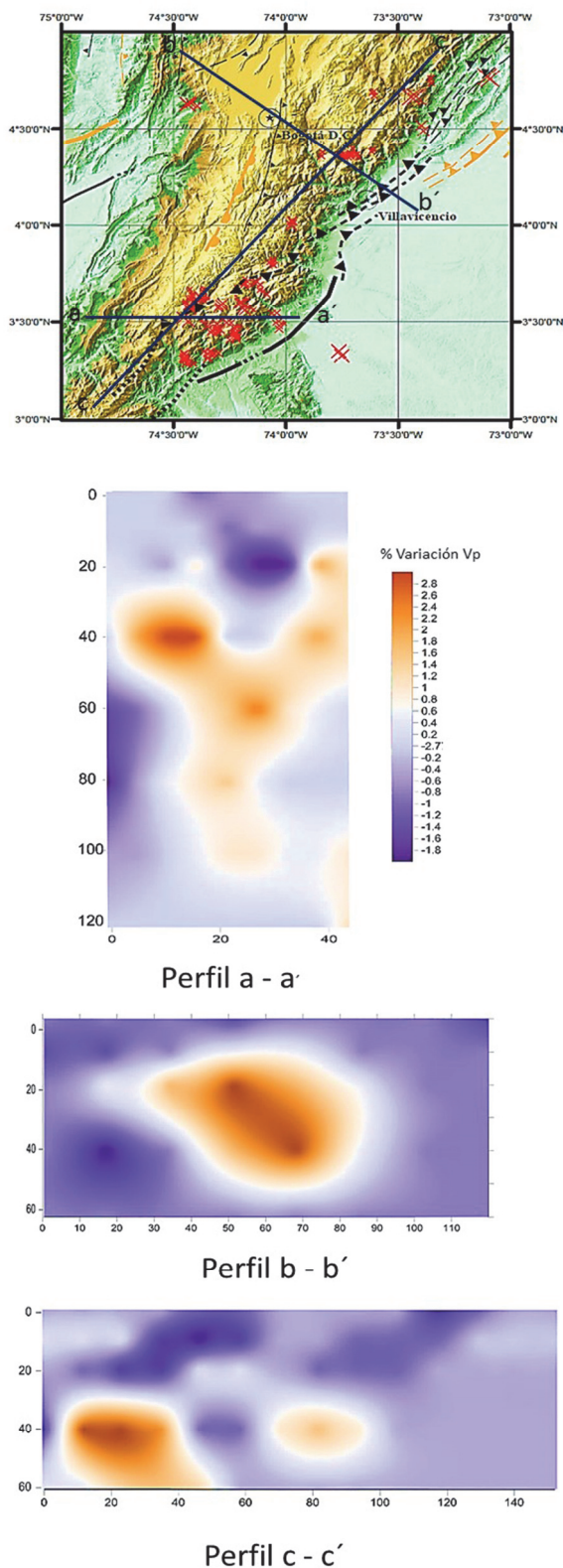


Figura 8. Secciones transversales correspondientes a los diferentes trazos realizados en la zona de estudio. En estos se pueden apreciar las zonas de anomalías de baja velocidad en los primeros kilómetros, y anomalías de alta velocidad para niveles más profundos al parecer relacionadas con rocas del basamento y probables anomalías del manto.
Fuente: Los autores.

suroeste de la zona de estudio las cuales empiezan a ser observables a 10 km de profundidad y acentúan su anomalía a medida que aumenta la profundidad hasta los 40 km, relacionándose con la presencia de rocas cristalinas del basamento. Para los niveles superiores a los 60 km de profundidad, las imágenes no ofrecen mayores indicaciones con respecto al comportamiento de las velocidades de onda dado que la mayoría de eventos registrados se ubican en los primeros 40 km de profundidad, por tanto los datos para estas profundidades son muy escasos.

7. Conclusiones

La relocalización de sismos del catálogo de registros de la RSNC mediante la técnica de inversión sísmica simultánea, permitió dar con soluciones hipocentrales adecuadas que presentaron reducción significativa del RMS, con lo que se estableció un modelo mínimo 1D correspondiente a cinco capas y un semiespacio que fue el punto de partida para la inversión Vp en 3D.

Con el método de relocalización por dobles diferencias, se logró la identificación de enjambres de sismos muy probablemente asociados a los sistemas de fallas de la Cordillera Oriental. El principal enjambre identificado está localizado al suroeste de la zona de estudio entre las Fallas Servitá - Santa María y Algeciras [Guayuriba de acuerdo a Paris et al. (2000)].

El modelo de inversión de Vp en 3D permite determinar que en el área de estudio el sector que corresponde a la Cordillera Oriental presenta anomalías de baja velocidad de onda P y en sectores puntuales anomalías de altas velocidades, sobre todo en el sector suroeste entre las Fallas Servitá - Santa María y Algeciras.

Adicionalmente el modelo 3D obtenido presenta una buena resolución y claras relaciones espaciales con las características estructurales de la zona hasta profundidades cercanas a los 40 km, dado que la mayoría de datos corresponden a observaciones registradas hasta esa profundidad.

Agradecimientos

Se agradece de manera especial al personal de la RSNC del Servicio Geológico Colombiano, principalmente a la sismóloga Patricia Pedraza García por sus orientaciones, sugerencias y su invaluable tiempo. Al ingeniero electrónico Juan Manuel Solano Fino de la Red Sismológica de la Sabana de Bogotá - RSSB, por tener siempre la disposición de colaborar y compartir sus conocimientos. Este trabajo forma parte del trabajo de grado del primer autor y sus resultados son parte del desarrollo del proyecto “Análisis Sismotectónico de la Falla Servitá, Departamentos de Cundinamarca y Meta”, Código 12455218627, Contrato RC 784 - 2011 COLCIENCIAS - Corporación Universitaria del Meta.

Referencias

[1] Accari, N.E. y Waisfeld, B.G., Kainella Walcott, 1925 (Trilobita, Ordovícico Temprano) en el noroeste de Argentina y sur de Bolivia: Paleontología sistemática. Ameghiniana [online]. 47 (3) pp. 273-292,

2010. [fecha de consulta 3 de septiembre de 2014]. Disponible en: http://www.scielo.org.ar/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0002-70142010000300001&lng=es&nrm=iso>.
- [2] Amilibia, A., McKlay, K.R., Sábat, F., Muñoz, J.A. and Roca, E., Analogue modelling of inverted Oblique Rift Systems. *Geologica Acta* [online]. 3 (3) pp. 251-271, 2005. [fecha de consulta 23 de julio de 2014]. Disponible en: <http://www.geologica-acta.com/pdf/vol0303a04.pdf>
- [3] Arango, M, M.I., Zapata, G.G. y Martens, U., Caracterización petrográfica, geoquímica y edad de la sienita nefelínica de San José del Guaviare. *Boletín de Geología - UIS*, 34 (1) pp. 15-26, 2012.
- [4] Båth, M., *Introduction to Seismology*. Second edition, Boston, Birkhauser Verlag, 1979, 428 P. DOI: 10.1007/978-3-0348-5283-8
- [5] Best, M.G., *Igneous and Metamorphic Petrology*. Second Edition, Oxford, U. K., Blackwell Science Ltd, 2003, pp. 390-397.
- [6] Cardona, A., Chew, D. Valencia, V.A., Bayona, G., Mišković, A. and Ibañez-Mejía, M., Grenvillian remnants in the Northern Andes: Rodinian and Phanerozoic paleogeographic perspectives. *Journal of South American Earth Sciences*, 29 (1) pp. 92-104, 2010. DOI: 10.1016/j.jsames.2009.07.011
- [7] Chicangana, G., The Romeral fault system: A shear and deformed extinct subduction zone between oceanic and continental lithospheres in northwestern South America. *Earth Sciences Research Journal*, [online]. 9 (1) pp. 54-60, 2005. [fecha de consulta 3 de septiembre de 2014]. Disponible en: <http://icn.unal.edu.co/publicaciones/art/250/9-N1/06-The%20Romeral%20Fault.pdf>
- [8] Chicangana, G. and Vargas, C.A., The subduction geometry change under Colombia and orogenic evolution of the northern Andes in late Neogene times. *Acta Geologica Sinica - English Edition*, [online]. 87 (Supp) pp. 116-118, 2013. [fecha de consulta 5 de septiembre de 2014]. Disponible en: http://www.geojournals.cn/dzxben/ch/reader/view_abstract.aspx?file_no=dzxben2003z10064&flag=1
- [9] Crosson, R.S., Crustal structure modeling of earthquake data. 1. Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters. *Journal of Geophysical Research*, 81 (17) pp. 3036-3046, 1976. DOI: 10.1029/JB081i017p03047. DOI: 10.1029/JB081i017p03036
- [10] DANE. Censo General 2005, Nivel Nacional. [en línea] Bogotá D. C. Departamento Administrativo Nacional de Estadística. 2013, 501 P. [consulta, 29 de diciembre de 2013]. Disponible en: <http://www.dane.gov.co/censo/files/libroCenso2005nacional.pdf>
- [11] Eberhart-Phillips, D., Three-Dimensional velocity structure in northern California coast ranges from inversion of local earthquake arrival times. *BSSA*, 76 (4) pp. 1025-1052, 1986.
- [12] Egbue, O. and Kellogg, J., Three-dimensional structural evolution and kinematics of the Piedemonte Llanero, Central Llanos foothills, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 39 pp. 216-227, 2012. DOI: 10.1016/j.jsames.2012.04.012
- [13] Egbue, O., Kellogg, J., Aguirre, H. and Torres, C., Evolution of the stress and strain fields in the Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of Structural Geology*, 58 pp. 8-21, 2013. DOI: 10.1016/j.jsg.2013.10.004
- [14] Gómez, J., Nivia, A., Montes, N.E., Jiménez, D.M., Sepúlveda, J., Gaona, T., Osorio, J.A., Diederix, H., Mora, M. y Velásquez, M.E., Eds. *Atlas Geológico de Colombia*. Bogotá D.C., INGEOMINAS, 2007, 26 Planchas, Escala 1:500.000.
- [15] Harrington, H.J. and Kay, M., Cambrian and Ordovician faunas of Eastern Colombia. *Journal of Paleontology* 25 pp. 655-668, 1951.
- [16] Haslinger, F., Velocity structure, seismicity and seismotectonics of Northwestern Greece between the Gulf of Arta and Zaquinthos. Ph. D. Thesis, Zurich, Switzerland, Swiss Federal Institute of Technology, 1998, 156 P. [online]. [consulta, 15 de septiembre de 2014]. Disponible en: <http://e-collection.library.ethz.ch/eserv/eth:22815/eth-22815-02.pdf>
- [17] Horton, B.K., Saylor, J.E., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Reyes – Harker, A. and Stockli, D.F., Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. *GSA Bulletin*, 122 (9/10) pp. 1423-1442, 2010. DOI: 10.1130/B30118.1
- [18] Ibañez, M.D., New U-Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America: the Mesoproterozoic Putumayo orogen of Amazonia and implications for Rodinia reconstructions. MSc Thesis, Tucson, AZ, USA, Department of Geosciences, the University of Arizona, 2010, 56 P. [online]. [consulta, 4 de septiembre de 2014]. Disponible en: <http://www.geo.arizona.edu/Antevs/Theses/IbanezMejiaMSc2010.pdf>
- [19] Keppie, J.D., Dostal, J., Murphy, J.B. and Damian-Nance, R. Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in southern Mexico: From rifted Rheic margin to active Pacific margin. *Tectonophysics*, 461 (1-4) pp. 277-290, 2008.
- [20] Kissling, E., *Geotomography with Local Earthquake Data*. *Reviews of Geophysics*, 26 (4) pp. 659-698, 1988. DOI: 10.1029/RG026i004p0659
- [21] Kissling, E., Model parameterization in seismic tomography: A choice of consequence for the solution quality. *Physics of the Earth and Planetary Interior*. 123 (2-4) pp. 89-101, 2001. DOI: 10.1016/S0031-9201(00)00203-X
- [22] Kissling, E., Ellsworth, W.L., Eberhart-Phillips, D. and Kradolfer, Initial reference models in local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research*, 99 (B10) pp.19635-19646, 1994. DOI: 10.1029/93JB03138
- [23] Lawson, C.L. and Hanson. R.J., *Solving least squares problems*. Series in Automatic Computation. Englewood Cliffs, NJ 07632, USA, Prentice-Hall, 1974, 340 P.
- [24] Londoño J.M., Bohorquez O.P. y Ospina L.F., Tomografía sísmica 3D en el sector de Cúcuta, Colombia. *Boletín de Geología - UIS*, 32 (1), pp. 107-141, 2010.
- [25] Mojica, J. y Villarreal, C., Sobre la distribución y facies del Paleozoico Inferior sedimentario en el extremo NW de Sudamérica. *Geología Colombiana*, 17, pp. 219-226, 1990.
- [26] Ocola, L.C., Aldrich, L.T., Gettrust, J.F., Meyer, R.P. and Ramirez, J.E., Project Nariño I: Crustal structure under Southern Colombian - Northern Ecuador Andes from seismic refraction data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65 (6) pp. 1681-1695, 1975. DOI: 10.1023/A:1012053206408
- [27] Ojeda, A. and Havskov, J., Crustal Structure and local seismicity in Colombia. *Journal of Seismology*, 5, pp. 575-593, 2001.
- [28] Paris, G., Machette, R., Dart, R.L. and Haller, K.M., Database and map of Quaternary faults and folds of Colombia and its offshore regions. USGS Open – File Report 00 – 0284, 2000. [online]. [consulta, 5 de octubre de 2013]. Disponible en: <http://pubs.usgs.gov/of/2000/ofr-00-0284/>
- [29] Paris, G. y Romero, J.A., Fallas activas en Colombia. *Boletín Geológico de Ingeominas*, 34 (2-3) pp. 3-25, 1994.
- [30] Pulido, G.O. y Gómez, V.L.S., *Geología de la plancha 266 Villavicencio, Bogotá D.C., INGEOMINAS*, 2001, Memoria y Mapa Escala 1: 100.000.
- [31] Ramos, V., Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. In: Kay, S.M., Ramos, V., and Dickinson, W. R., eds., *Backbone of the Americas: Shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision*. Geological Society of America, Memoir 204, 2009, pp. 31-65. DOI:10.1130/2009.1204(02)
- [32] RSNC. Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC), Bogotá D.C. Servicio Geológico Colombiano, 2014. [online]. [consulta, 7 de octubre de 2014]. Disponible en: <http://seisan.sgc.gov.co/RSNC/>
- [33] Sánchez-Villar, N.F., Desarrollo de patrones de fracturamiento y mecanismos de deformación del anticlinal de Monterralo, Piedemonte Llanero, Cordillera Oriental de Colombia. Tesis de Magister en Geología, Bogotá D.C., Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, 2011, 97 P.
- [34] Sørensen, H., Development of Nepheline Syenites in Rift Zones – Information from three Rift Complexes. *Geolines*, 15 pp. 140-146, 2003.
- [35] Thurber, C.H., Earth structure and earthquake locations in the Coyote Lake Area, Central California. Ph.D. Thesis, Cambridge, MA, USA, M.I.T., 331 P. 1981. [online]. [consulta, 6 de abril de 2015].

Disponible en: <http://dspace.mit.edu/handle/1721.1/16164#files-area>
DOI: 10.1029/JB088iB10p08226

- [36] Thurber, C.H., Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake Area, Central California, *Journal of Geophysical Research*, 88 (B10) pp. 8226-8236, 1983. DOI: 10.1016/0031-9201(92)90117-E
- [37] Thurber, C.H., Hypocenter - velocity structure coupling in local earthquake tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 75 (1-3) pp. 55-62, 1992.
- [38] Thurber C.H., Local earthquake tomography: Velocities and Vp/Vs-theory. In: Iyer H.M. & K. Hirahara, Eds. *Seismic Tomography*, London, Chapman & Hall, 1993, pp. 563-583.
- [39] Torres C.R., Modelo 3D del volcán Galeras utilizando tomografía sísmica. Tesis de maestría en Geofísica, Bogotá D.C., Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias. 2012, 135 P. [online]. [consulta, 15 de septiembre de 2014]. Disponible en: <http://www.bdigital.unal.edu.co/9836/1/robertoarmandotorrescorredor.2012.pdf>
- [40] Um, J. and Thurber, C.H., A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. *BSSA*, 77 (3) pp. 972-986, 1987.
- [41] Vargas, J.C.A., Propagación de ondas sísmicas y atenuación de ondas coda en el territorio colombiano. Academia Colombiana de Ciencias Exactas Físicas y Naturales. Colección Jorge Álvarez Lleras, Bogotá D.C., Editora Guadalupe Ltda. 2004, Vol. 23. 240 P. DOI: 10.1016/j.tecto.2004.12.028
- [42] Velandia, P.F., Acosta, J., Terraza, M.R. and Villegas, H., The current tectonic motion of the Northern Andes along the Algeciras Fault System in SW Colombia. *Tectonophysics*, 399 (1-4) pp. 313-329, 2005.
- [43] Waldhauser, F., HYPODD. A program to compute double-difference hypocenter locations, USGS Open-File Report. 01 - 113. 2001. [online]. [consulta, 12 de septiembre de 2013]. Disponible en: http://www.ldeo.columbia.edu/~felixw/papers/Waldhauser_OFR2001.pdf
- [44] Waldhauser, F. and Ellsworth, W., A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Hayward fault, *BSSA*, 90 (6) pp. 1353-1368, 2000.

F.J. Muñoz-Burbano, es Geólogo (2014) de la Universidad Nacional de Colombia, sede Bogotá, Colombia y se encuentra vinculado con el Servicio Geológico Colombiano.

C.A. Vargas Jiménez, es Geólogo de la Universidad de Caldas - Colombia (1993), Máster en Ciencias - Instrumentación Física de la Universidad Tecnológica de Pereira - Colombia (1996), Máster en Ingeniería Sísmica (2000) y Doctor (2004) en Ingeniería Sísmica y Dinámica Estructural de la Universidad Politécnica de Catalunya - España. Realizó Post Doctorado con el Institute for Geophysics de la Universidad de Texas en Austin - Estados Unidos (2009-2010). Es Profesor Asociado y líder del Grupo de Geofísica del Departamento de Geociencias de la Facultad de Ciencias de la Universidad Nacional de Colombia, sede Bogotá. Su labor investigativa abarca temas en geología, geofísica aplicada, desarrollo de instrumentación geofísica y sismología.

G. Chicangana, es Ingeniero de Minas de la Fundación Universitaria de Popayán (1996) y Master con énfasis en Geología de la Universidad Nacional de Colombia, sede Bogotá (2005). Entre 2005 y 2014 se desempeñó como profesor investigador de la Corporación Universitaria del Meta (Villavicencio). Desde 2008 es investigador del Grupo Geofísica, del Departamento de Geociencias, de la Facultad de Ciencias, de la Universidad Nacional de Colombia, sede Bogotá, y en la actualidad está vinculado como profesor de la Facultad de Ingeniería Civil de la Universidad Santo Tomas, Sede Villavicencio. Su labor investigativa abarca temas como amenaza sísmica, geodinámica, geotectónica y sismotectónica.