

TOMOGRFÍA SÍSMICA 3D DEL SECTOR DE CÚCUTA, COLOMBIA

John Makario Londoño¹,
Olga Patricia Bohorquez¹, Luisa Fernanda Ospina¹

RESUMEN

Se realizó una tomografía sísmica tridimensional para el sector de Cúcuta, usando arribos de ondas P y S de sismos locales y regionales. Se pudo definir una zona de anomalía positiva V_p , en dirección E-W, entre 80 y 140km de profundidad, profundizándose hacia el W, relacionada con el plano de subducción de la Placa Caribe. Se sugiere que la colisión de este plano con la placa Suramericana, es la génesis del Nido de Bucaramanga, el cual estaría ubicado a una profundidad entre 100 y 160km. Otra zona de anomalía positiva de V_p , al S, entre 20 y 50km de profundidad, parece corresponder al trazo en profundidad (20-30km) de la Falla Bucaramanga, que en este sector es activa sísmicamente.

Se encontró una zona de anomalía negativa de velocidad (0-30km) que empieza al oeste de Cúcuta y se extiende hasta el extremo W de la zona de estudio; esta zona puede estar asociada, con la parte E de la falla Boconó, y con los límites del Macizo de Santander. En el área de estudio, la placa Caribe parece presentar un plano de subducción arqueado, en forma de herradura, subduciendo hacia el sur, con un ángulo entre 40 y 45 grados.

Palabras clave: Tomografía sísmica, modelo de corteza, modelo sísmico, zona de subducción, Cúcuta

ABSTRACT

A 3D seismic tomography for Cúcuta area was done, by using P and S waves arrival times from local and regional earthquakes. A high- V_p zone E-W, between 80-140km depth, going down toward W, is related with the subduction slab of Caribbean plate. The collision of these plate with South America plate is the source of Bucaramanga seismic nest, which is located between 100 and 160km depth. Other high- V_p zone to the South, between 20 and 50km depth, seems to correspond with the seismically active Bucaramanga Fault.

A Low- V_p zone (0-30km depth) starting to the W of Cúcuta, and ending at the limit of the study area was found; this Low- V_p zone is associated with the eastern part of Boconó Fault, and with the Santander massif limit to the west. The Caribbean plate seems to exhibit a subduction plane in horse-shoe shape, deeping to the south, with an angle between 40 and 45 degrees.

Keywords: Seismic tomography, crustal model, seismic model, subduction slab, Cúcuta.

¹ INGEOMINAS. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales. Av. 12 de Octubre 15-47. Manizales. jmakario@ingeominas.gov.co, obohorquez@ingeominas.gov.co

INTRODUCCIÓN

El sector NE de Colombia es una zona compleja desde el punto de vista tectónico y geológico. Varias interpretaciones sobre su evolución, geodinámica y sismotectónica se han propuesto, sin que haya un acuerdo o coincidencia de interpretaciones hasta la fecha (Taboada et al., 2000, Acosta et al., 2004, Cortés et al., 2005, Cediél et al., 2003, Van der Hilst et al., 1994, González et al., 2004, Cerón et al., 2007, entre otros). También reviste un gran interés por ser una zona de límite de placas con la conformación de la micro placa Maracaibo limitada por las fallas mayores activas de Oca al norte en sentido EW, Bucaramanga – Santa Marta, al occidente en sentido NW-SE y Boconó al oriente en sentido NE-SW. Por lo anterior, se han desarrollado diferentes modelos geodinámicos de esta esquina del Noroccidente de Suramérica. La gran mayoría de estos estudios realizados hasta la fecha, se basan en información de geología superficial, geomorfología, fotointerpretación, o estudios geofísicos poco profundos (<30km) y algunos han utilizado modelamiento geofísico de la estructura interna, con set de datos de sismos regionales o telesismos.

Van der Hilst y Mann (1994) mostraron que la placa Caribe subduce debajo del norte de Colombia con un bajo ángulo (17°) menor que el de la placa Nazca (50°) y localizaron el traslape entre estas dos placas al norte, en el nido de sismos de Bucaramanga.

Ego et al (1996) usando 119 mecanismos focales de sismos superficiales sostienen que los Andes del norte están localizados en una región considerada como gran unión triple entre las placas Nazca, Suramérica y Caribe. La interpretación de los resultados dicen que al sur de los 5° N se observa la presencia de fallas de rumbo con carácter dextral, debido a la convergencia E-W de Nazca con el bloque Andino. Mientras que, de la falla Garrapatas hacia el Norte la convergencia del Caribe en el bloque Andino en sentido NW-SE es más evidente por la presencia de fallas de rumbo sinestrales.

Taboada et al (2000), usando estudios anteriores de estratigrafía, sismos de la RSNC entre 1993 y 1996, análisis de esfuerzos microtectónicos en la Cordillera Oriental, mecanismos focales de la Universidad de Harvard y tomografía con datos del ISC, proponen un modelo donde la distribución de la sismicidad intermedia debajo de la Cordillera Oriental sugiere la existencia de una zona de cizalla transformante mayor lateral derecha localizada alrededor de los 5.2° N con azimut entre los N 30° E y N 100° E. Esta falla esta a la vez alineada con

la terminación sur de la cordillera de Baudó, puede ser considerada como el límite sur de la Placa Paleo-Caribe (PCP). El límite sur de la microplaca Coiba, localizada a 5.5° N esta alineado también con esta zona de cizalla transformante y muestra movimiento izquierdo lateral activo. Dichos autores sugieren además que la sismicidad en el Nido de Bucaramanga localizada en la PCP, a una profundidad de 150km puede corresponder a una zona de inflexión o a una zona de bisagra en la faja oceánica.

Sarmiento (2001) usando datos geofísicos, geológicos y microestructurales, propone un modelo geodinámico donde los modelos flexurales indican una débil litosfera debajo de la Cordillera Oriental. Sostiene que hay dos efectos importantes: (1) la presencia de discontinuidades en la corteza que debilitan la litosfera, (2) la presencia de un calentamiento anómalo dentro la litosfera, como es indicado por las rocas volcánicas locales del Neógeno y varios puntos calientes en la Cordillera Oriental. Además propone que la presencia local de rocas volcánicas del Neógeno en Paipa e Iza y la sismicidad intermedia en la Cordillera Oriental, pueden ser la expresión de un bloque desprendido (break off) de la subducción en dirección E de un fragmento del manto litosférico tipo Caribe debajo de la Cordillera Oriental.

Corredor (2003), usando sismos localizados entre 1976 y 2002 con Mw (magnitud de momento) mayor a 5 en el norte de Colombia y Centro América, y datos de GPS, sugiere que las tasas de esfuerzo sísmico para el NW de Suramérica, calculadas desde la suma de elementos CMT (Centroid Moment Tensor), son muy pequeñas comparadas con aquellas calculadas desde los modelos de tectónica de placas y los datos de GPS. El patrón de esfuerzo sísmico en los Andes del norte cambia de compresión en sentido ESE en el bloque Ecuador a transpresión en sentido ENE en el bloque sur de Colombia; a compresión en sentido ESE en el bloque central de Colombia a transpresión en sentido ENE en el bloque Maracaibo. También, interpreta las fajas traslapadas de Taboada et al (2000), como una zona de falla traslapada entre dos segmentos de la placa Nazca debajo de la parte central de Colombia.

Cortés et al (2005), usaron polos de rotación de las placas Suramérica, Caribe, y Nazca, relativos a Norteamérica y reconstrucción paleogeográfica de la región Caribe, para deducir un modelo cinemático de los Andes del norte. Tuvieron en cuenta criterios estratigráficos, y conjuntos de datos microestructurales de campo, usando inversión de esfuerzos de deslizamientos en planos de falla. Estos autores, sugieren que los patrones actuales de la cinemática del área de los Andes del norte, indican

la existencia de una deformación acomodada a la subducción hacia el SE del Caribe debajo del NW de Colombia y al E de la subducción buzante de la placa Nazca en la margen occidental.

Zarifi et al (2007), utilizaron sismicidad local del NE colombiano para proponer la existencia de dos franjas o bloques de subducción, en el norte y sur del nido Bucaramanga. Sugieren que la franja norte tiene un ángulo de buzamiento de 25° aproximadamente y la franja sur buza con un ángulo de $\sim 50^\circ$, mientras que el buzamiento en el Nido de Bucaramanga es de aproximadamente 29° . Para explicar la naturaleza del Nido de Bucaramanga, proponen el escenario de colisión entre estas dos placas.

Cerón et al (2007), produjeron mapas de la topografía del Moho y del basamento por medio de modelamiento integrado de mediciones gravimétricas, magnéticas, sísmicas y datos de pozo del NW de Colombia y del SW del Caribe. Los resultados indican que la corteza debajo del norte colombiano es de naturaleza continental adelgada continental (transicional), con densidades entre 2.6 y 2.7 g/cm^3 . El modelo también demanda una densa cuña de sedimentos (2.5 g/cm^3) en la base del moderno cinturón plegado, que puede representar una cuña sedimentaria fósil adherida a la margen continental.

En el presente estudio, se pretende proponer un modelo sísmico del área de Cúcuta, usando datos sísmicos, tomados en campo y los disponibles de la Red Sísmica Nacional de Colombia (RSNC), así como la integración de información disponible, tanto geofísica como geológica, mediante la aplicación de métodos de tomografía sísmica 3D.

Método y procesamiento de datos

El método utilizado para la inversión tomográfica fue desarrollado por Zhao et al (1992, 1994), el cual permite utilizar tiempos de arribos de ondas P, S, y reflejadas para sismos locales, regionales y telesismos simultáneamente, lo que garantiza un cubrimiento a todas las escalas de la zona a estudiar. Adicionalmente, permite incluir en el modelo inicial, discontinuidades conocidas previamente. Así mismo, utiliza un algoritmo eficiente de trazado de rayos 3D. Para detalles del método, se recomienda al lector revisar los trabajos de Zhao et al (1992, 1994).

Para la inversión tomográfica de Cúcuta y alrededores se seleccionaron 616 eventos tectónicos locales ocurridos entre el 26 de octubre del 2006 y el 30 de agosto del 2007, localizados con primeros arribos de ondas P y

S en 8 estaciones sísmológicas, seis de ellas de banda ancha y que formaron parte de la red sísmológica portátil desplegada en el sector de Cúcuta y alrededores y las dos restantes, estaciones permanentes de corto periodo pertenecientes a la Red Sísmológica Nacional de Colombia (RSNC). Estos 616 eventos se seleccionaron usando criterios como número de lecturas mayores a 6 fases y errores residuales en su mayoría menores a 0.10 segundos. En la figura 1 se observan la localización del área de estudio, el contexto estructural y geológico y las estaciones sísmicas usadas, y en la figura 2, los hipocentros de los sismos usados para la tomografía sísmica, y los errores residuales de los sismos.

Para realizar una inversión tomográfica 3D, se requiere de un modelo inicial de velocidad de ondas sísmicas. Para ello, se procedió a definir un modelo de velocidades sísmicas mínimo 1D, aplicando la metodología de Kissling et al (1994). Esta metodología realiza una inversión 3D, a partir de un modelo 1D inicial. Luego de estos resultados 3D de velocidades son generalizados y convertidos a 2D. Después de una serie de iteraciones, se obtiene un modelo mínimo 1D, el cual es usado como el modelo de velocidades de entrada para la inversión final 3D con el método de Zhao et al (1992, 1994).

Para la determinación del modelo inicial 1D de velocidades sísmicas de onda P de la zona de estudio, necesario para aplicar el método de Kissling et al (1994), se usaron criterios de geología local superficial (INGEOMINAS, 2006b), perfiles sísmicos disponibles de la zona, valores nominales de velocidad en roca en laboratorio para el tipo de rocas que existen en la región (Christensen, 1996; Christensen y Mooney, 1995), y otra información geofísica y geológica disponible (INGEOMINAS, 2006a).

Con estos criterios se definieron 15 modelos iniciales de velocidad y se aplicó la metodología de Kissling et al (1994) para definir el mejor modelo inicial 1D de entrada para la inversión 3D. Una vez aplicado el método de Kissling et al (1994), se escogió el modelo 1D que presentó los menores errores residuales después de la inversión 3D generalizada. El modelo escogido (modelo mínimo 1D), se presenta en la Figura 3, donde se observa la convergencia hacia un modelo promedio de este, con respecto a los otros modelos usados.

Luego de definido el modelo 1D inicial de velocidades, se procedió a realizar la inversión 3D, usando el método de Zhao et al (1992, 1994). Para la aplicación del método, se divide la zona en bloques, superponiendo una rejilla o retícula con espaciamiento regular o no

entre nodos, tanto horizontal como verticalmente. A cada nodo se asigna un valor inicial de velocidad, obtenida del modelo inicial 1D, y luego para cada nodo se calcula la perturbación de velocidad mediante la inversión. Por último, se realizan interpolaciones

y se elaboran mapas de contornos de perturbación de velocidad. Finalmente, se hacen correlaciones con datos disponibles geológicos, geofísicos (gravimetría, magnetometría, etc), estructurales, entre otros.

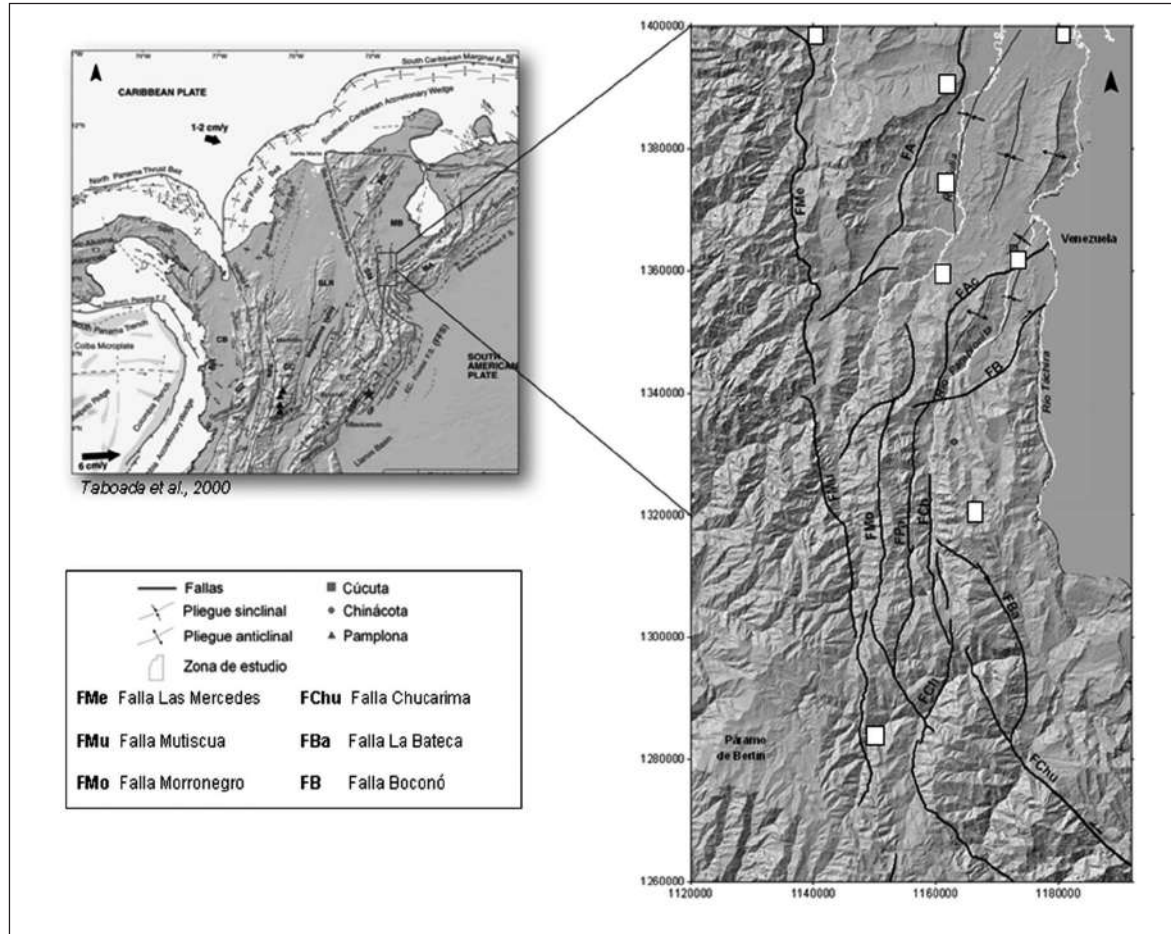


FIGURA 1a. Localización del área de estudio. Principales rasgos estructurales y estaciones sísmicas usadas para el estudio. Los rectángulos blancos representan las estaciones sísmicas (Modificado de Osorio et al, 2008).

Error y Resolución

Antes de realizar la inversión, se evaluó la resolución de las imágenes tomográficas que se obtendrán. Para este estudio se adoptó el test del checkerboard (Zhao et al., 1992, Humphreys y Clayton 1988), que permite evaluar la adecuada cobertura de los rayos y la resolución de cada imagen tomográfica. El checkerboard consiste en asignar perturbaciones conocidas de velocidades positivas y negativas alternativamente en los nodos 3D de la retícula que se ha escogido. Para este caso se asignaron perturbaciones de velocidad de +5% y -5%. Luego se genera un set de datos sintéticos, el cual se obtiene a partir de los datos observados. Con estos datos sintéticos, se hace una inversión 3D y se observa la recuperación de las perturbaciones de velocidad (con alternancia positiva y

negativa). Entre más cercanos sean los valores recuperados a los valores iniciales de perturbación de velocidad, mejor resolución tendrán las imágenes tomográficas. Para la aplicación del checkerboard, se tienen en cuenta errores al azar en una distribución normal con una desviación estándar de 0.15 segundos, los cuales se adicionan a los tiempos de arribos teóricos calculados para los modelos sintéticos con alternancia de perturbación de velocidad positiva y negativa (Zhao et al, 2007).

Se realizaron varias pruebas de checkerboard con diferentes espaciamentos de los nodos y con diferentes valores de amortiguamiento para garantizar una adecuada relación entre la varianza del modelo y la resolución del mismo (Curtis y Sneider, 2002). Después de varios ensayos, las mejores reconstrucciones fueron

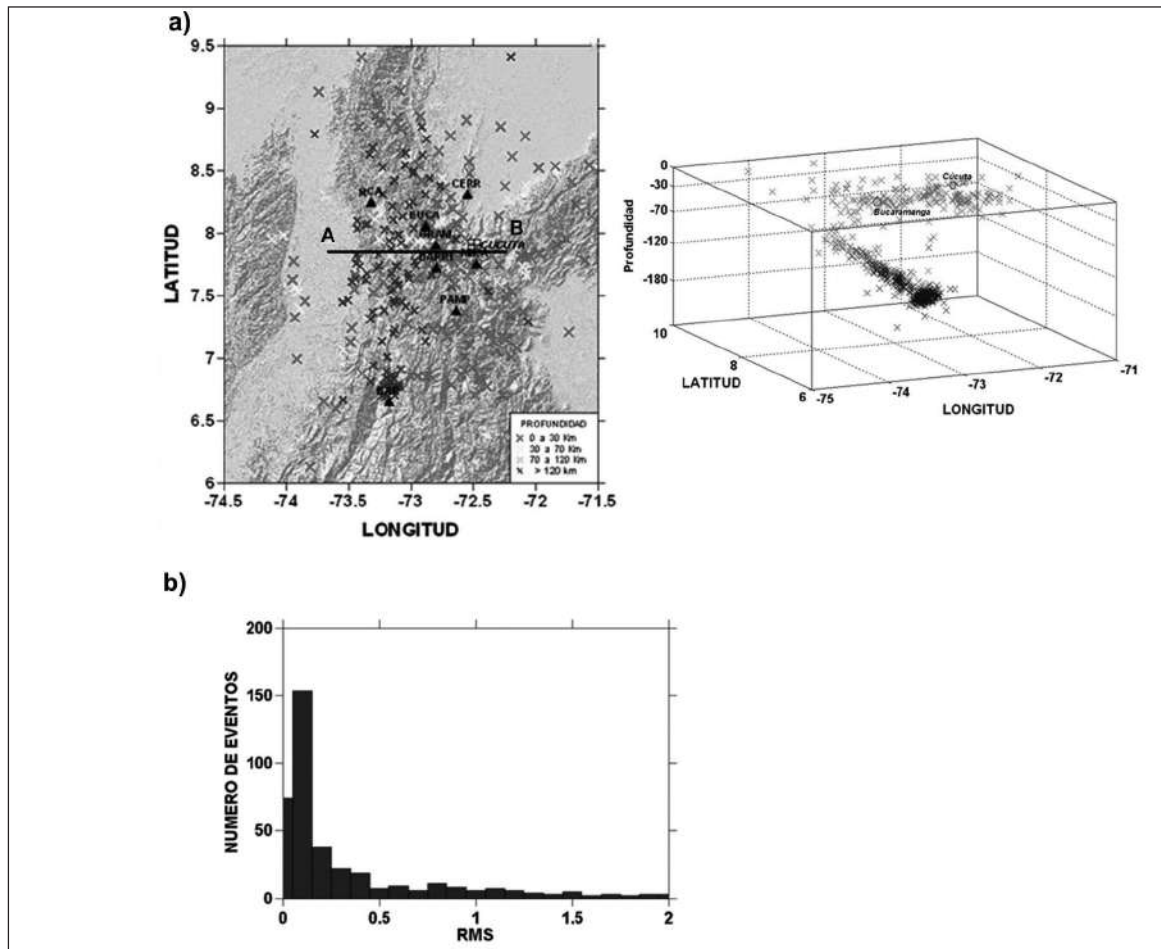


FIGURA 2. a) Localización hipocentral de los sismos (x) utilizados para la tomografía sísmica. La línea AB representa el corte usado en la figura 4. b) Distribución de errores residuales para los sismos seleccionados.

(es decir, un bloque de 0 a 2km), 2km (un bloque de 0 a 5km) y 5km (un bloque de 5 a 10km), y luego para profundidades mayores se usaron retículas espaciadas cada 10km hasta 160km de profundidad. El reticulado en profundidad usando espaciamientos más finos en la parte superficial de la corteza, se realizó dado que, por un lado, en los primeros 10km de profundidad, existe una buena cantidad de sismos superficiales que se pudieron registrar, aunque no están distribuidos regularmente en toda la zona sino en algunos sectores (Figura 2), y por otro lado, la buena resolución que presentan los datos a profundidades menores a 20km, usando el test de checkerboard. En total se utilizó un reticulado de 25x23x21 nodos. Se usaron un total de 2811 datos de tiempos de arribo de onda P y 2145 de onda S para la inversión.

Se realizaron cuatro inversiones de los datos. Los RMS (raíz media cuadrada) totales de los residuales de tiempos de viaje para V_p y V_s obtenidos para la primera inversión fueron de 0.62 y 0.41s, respectivamente, y

para la cuarta inversión de 0.32 y 0.29 para V_p y V_s , respectivamente. Esto representa una reducción de más del 60% con respecto a los RMS del modelo 1D inicial. En las imágenes tomográficas tanto en planta como en perfil (figuras 5 y 6), se observa que la mejor resolución se encuentra entre los 10 y 140km de profundidad para toda la zona, lo que permite obtener una idea general de la distribución de velocidades para esta región en dichas profundidades. Para lograr mayor resolución a mayores profundidades, se requiere del uso de datos telesísmicos, que no fueron considerados en este trabajo. Las zonas con nula o poca resolución, según los resultados del test de checkerboard, fueron blanqueadas o eliminadas en las figuras, es decir, aquellas zonas que no recuperaron bien las anomalías sintéticas del checkerboard, no se consideraron para el análisis. Así mismo, aquellas zonas por donde no cruzaron rayos sísmicos o cruzaron menos de 15 rayos sísmicos, fueron eliminadas o blanqueadas en las figuras. Esta depuración garantiza mejor calidad de las imágenes tomográficas analizadas.

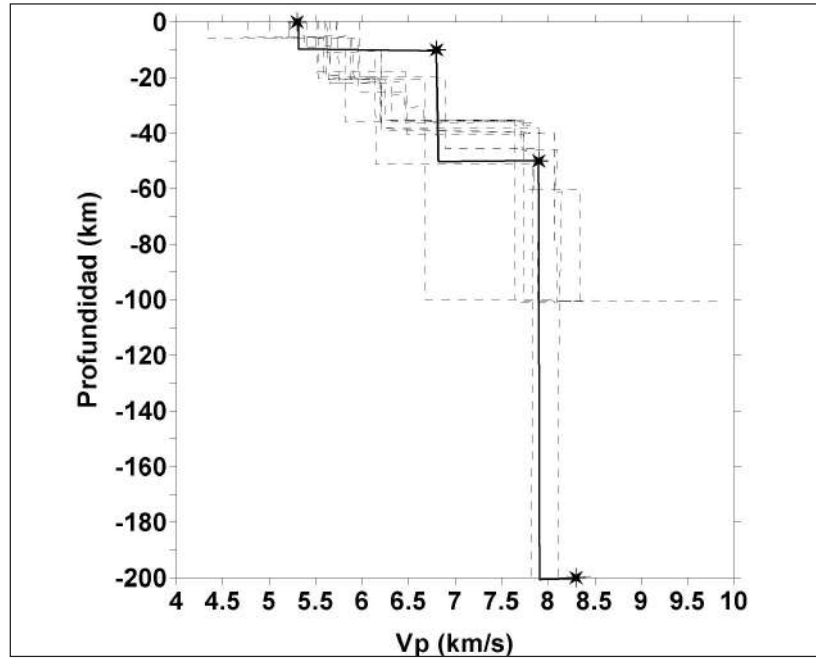


FIGURA 3. Modelos de velocidades iniciales 1D para onda P, definidos para la zona de estudio, para aplicar el método de Kissling et al (1994). La línea continua y con asteriscos indica el modelo 1D elegido para este estudio, el cual se escogió basado en los menores errores residuales obtenidos.

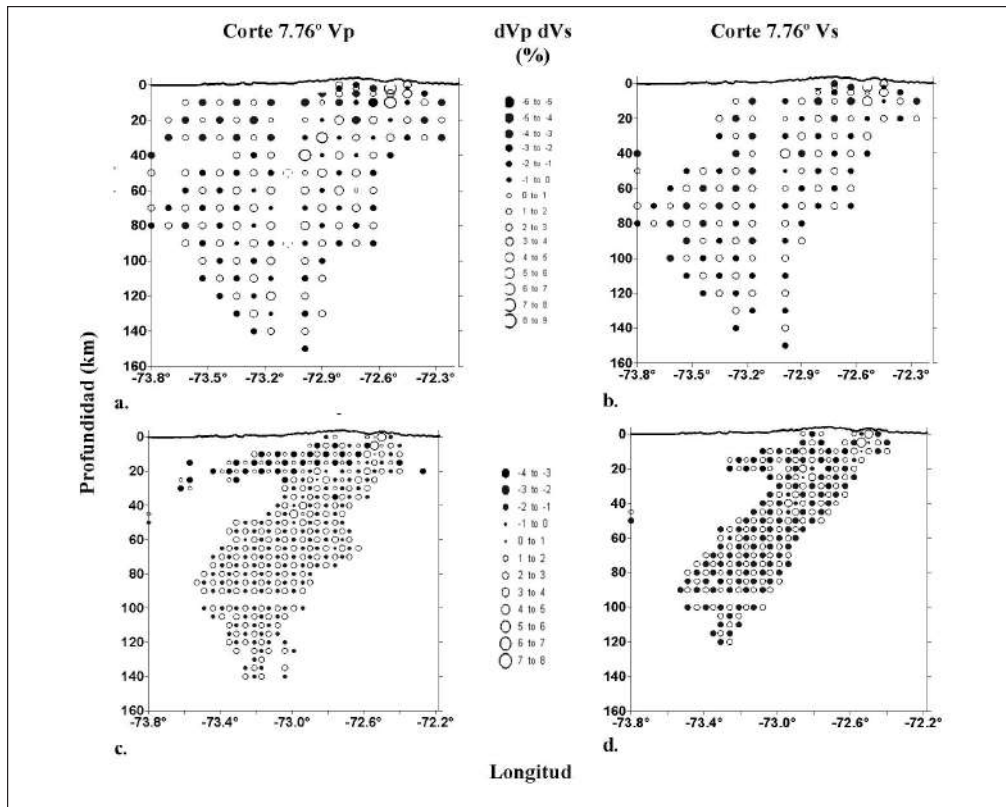


FIGURA 4a. Perfil EW en la latitud = 7.76° (Figura 2), mostrando los resultados del test de checkerboard para una malla de 10x10x10km (a,b) y para una malla de 5x5x5km (c,d), para velocidades de ondas P y S. En la inversión se utilizó el espaciamiento entre nodos de 10x10x10km, ya que tuvo mejor recuperación y cobertura de resolución. En la segunda, aunque se tuvo una buena recuperación de las anomalías, no se logró buena resolución para la onda P para profundidades mayores a 20km, pero sí para la onda S.

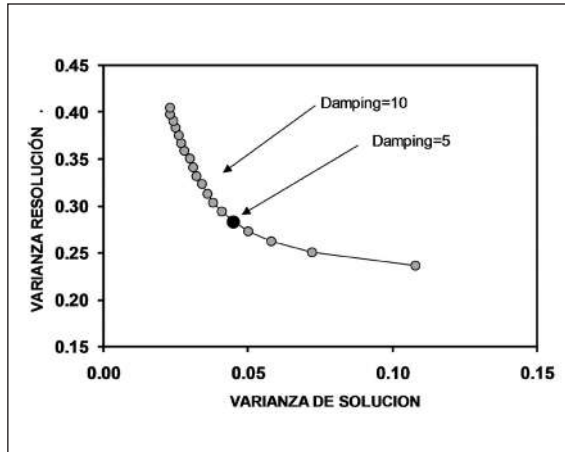


FIGURA 4b. Pruebas para selección del mejor valor de amortiguamiento. Se realizaron varias inversiones con diferentes valores de amortiguamiento. Al final se seleccionó un valor de amortiguamiento de 5 (círculo negro) tanto para las ondas P como para las ondas S, para espaciamentos de retícula de 5 y 10km en planta y profundidad.

ANÁLISIS DE RESULTADOS

La Figura 5 muestra los resultados de la tomografía sísmica para onda P y S para diferentes profundidades. La parte más superficial, es decir, los primeros 10km, no pudieron ser reconstruidos de manera detallada en todo el sector de estudio (ya que para ello se requiere de una densa red de estaciones distribuidas de manera que cubran todo el sector), aunque las partes por donde cruzaron rayos sísmicos fueron muy bien reconstruidas. En general, los resultados de la inversión de velocidad de la onda P son muy similares a los de la onda S, por lo que nos concentraremos en describir los resultados para la onda P.

La Figura 6a muestra un perfil EW, a la altura de Cúcuta de la estructura de velocidad de ondas P, V_p . La Figura 6 presenta un perfil NS cruzando por el área de Bucaramanga, y otro EW cruzando el área de Cúcuta.

De acuerdo a los resultados obtenidos, se observa una zona de anomalía positiva para V_p , que inicia en el sector de Cúcuta a unos 2km de profundidad hasta alcanzar los 40km hacia el W del área de estudio (Figura 6); esta zona se denominará de aquí en adelante **Zona-Alta 1 (ZA-1)**. A su lado, se observa una zona de baja velocidad V_p , localizada a poca profundidad (0-30km) que empieza al oeste de Cúcuta y se extiende hasta el extremo W de la zona de estudio; esta zona se denominará **Zona-Baja 1 (ZB-1)**. En el centro del área de estudio, se aprecia una zona de alta velocidad, V_p , que aparece entre 40 y 80km de profundidad; esta zona se denominará **Zona-Alta 2 (ZA-2)**. Además, se aprecia una zona de anomalía positiva V_p , en la parte W

de la zona, entre 80 y 140km; esta zona se denominará **Zona-Alta 3 (ZA-3)**. Por último se aprecia otra zona de anomalía positiva de V_p , al W de la zona, entre 20 y 50km de profundidad aproximadamente; esta zona se denominará **Zona-Alta 4 (ZA-4)**.

Estas zonas se pueden observar igualmente en mayor o menor detalle en la figura 7, donde se aprecian varios perfiles a diferentes latitudes y longitudes. Así mismo, se realizó un cálculo de la relación V_p/V_s . La figura 8, presenta un corte EW a la altura de Cúcuta (Figura 5a) con los resultados de éste cálculo.

ZA-1 representa inicialmente, en la parte más superficial (0-15km) una anomalía de V_p muy alta, del orden del 9%, la cual va disminuyendo a medida que se profundiza, hasta llegar a 4% a los 40km. El límite entre esta zona de anomalía positiva de V_p y la zona ZB-1, se interpreta como el rasgo de la falla Boconó que llega hasta donde se inicia el Macizo de Santander. Este contraste de velocidades es típico de zonas de falla (Louis et al, 2005), lo que sugiere que en ese sector podría estar definido parte del plano de la Falla Boconó. Justo debajo de ZA-1, se encuentra ZA-2, que alcanza tener hasta una perturbación del orden del 8%. Se infiere que la anomalía ZA-2 está relacionada con un plano de choque de la subplaca Maracaibo que hace parte de la Placa Caribe, con la placa continental Suramericana (ver más adelante). Varios autores han propuesto que la falla Boconó es la expresión en superficie de este plano de choque y que es el límite en superficie de la placa Caribe y Sur América (Folinsbee, 1972, Dewey, 1972). Los resultados tomográficos de este estudio no son coincidentes con las interpretaciones de los autores que proponen esta configuración tectónica para dicho sector, ya que como se observa en esta tomografía detallada, el límite entre ZA-1 y ZB-1, que representaría a Boconó, no está conectada con el plano de lo que se supone es el choque entre la Placa Caribe y Suramérica; más bien se trata de dos anomalías separadas e independientes. Esta interpretación está en concordancia con el trabajo de Corredor (2003), quien usando inversión de tensor momento centróide, propone el límite de la placa Caribe mucho más al sur de lo que usualmente se cree, y no la Falla Boconó como el límite entre las dos placas.

Además, el contraste de anomalías de V_p observadas entre ZA-1 y ZB-1, que puede llegar a superar el 18% (Figura 6), se da en el cambio litológico entre las formaciones cretácicas y cuencas sedimentarias del Paleógeno recientes hacia el Este y el Macizo de Santander, compuesto de rocas ígneas y metamórficas hacia el Oeste. Al parecer la Falla Boconó choca contra el macizo en este sector y no continúa hacia el W, por

lo menos entre 5 y 15km de profundidad. La parte oriental de la falla Boconó parecería estar presentando acumulación de esfuerzos, que se manifestarían por zonas de altas velocidades sísmicas (ZA-1), mientras que la parte occidental (ZB-1), parece representar una zona de fracturamiento intenso o presencia de fluidos. Esta hipótesis, parece estar corroborada por los estudios más recientes sobre acumulación de esfuerzos en dicho sector, llevados a cabo por INGEOMINAS, donde se sostiene que hay una transpresión en dicha zona, en sentido oriente occidente (Osorio et al, 2008). Por

lo general las zonas de fallas rumbo-deslizantes se caracterizan por el contraste entre zonas de alta y baja velocidad sísmica (Serrano et al, 2003), y esto es lo que observa en esta tomografía, con respecto a la falla Boconó. Un estudio de tomografía de mayor precisión, es decir, con nodos espaciados cada 1km o 0.5km, y con mayor cantidad de datos sísmicos superficiales, podría dar mayor detalle sobre si la falla Boconó, continúa hacia el W en la parte superficial atravesando el Macizo de Santander (<5km).

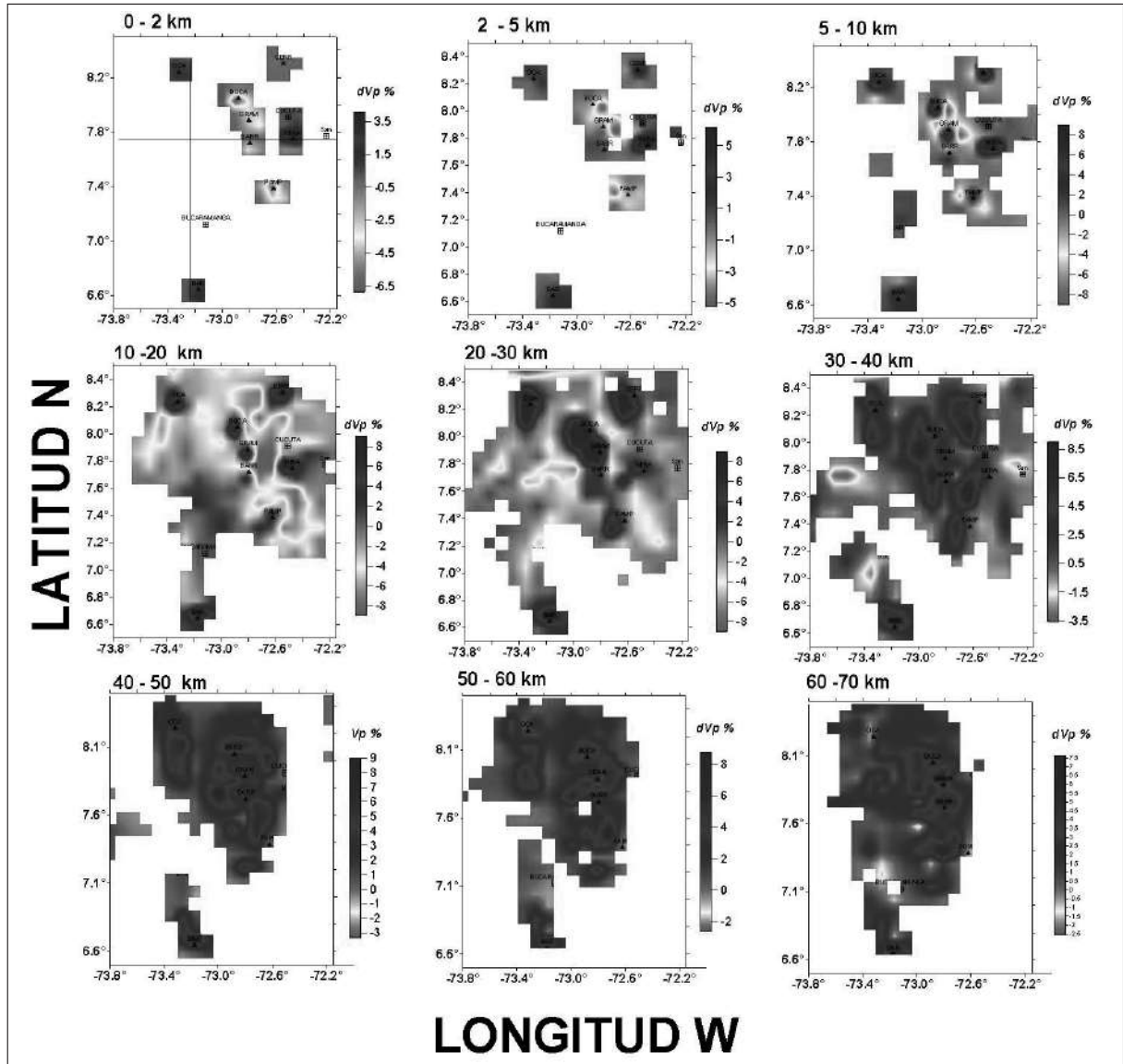


FIGURA 5a. Resultados de perturbación para onda P en el sector de Cúcuta-Bucaramanga. Los contornos representan perturbaciones en porcentaje de velocidad para onda P (dVp). Cada cuadro representa una capa de profundidad. El espaciamiento de la retícula fue de 10x20x10km (excepto para las primeras tres capas correspondientes a profundidades entre 0-2km, 2-5km y 5-10km). Las líneas en la capa 0-2km, representan los cortes EW y NS para los perfiles de la Figura 6.

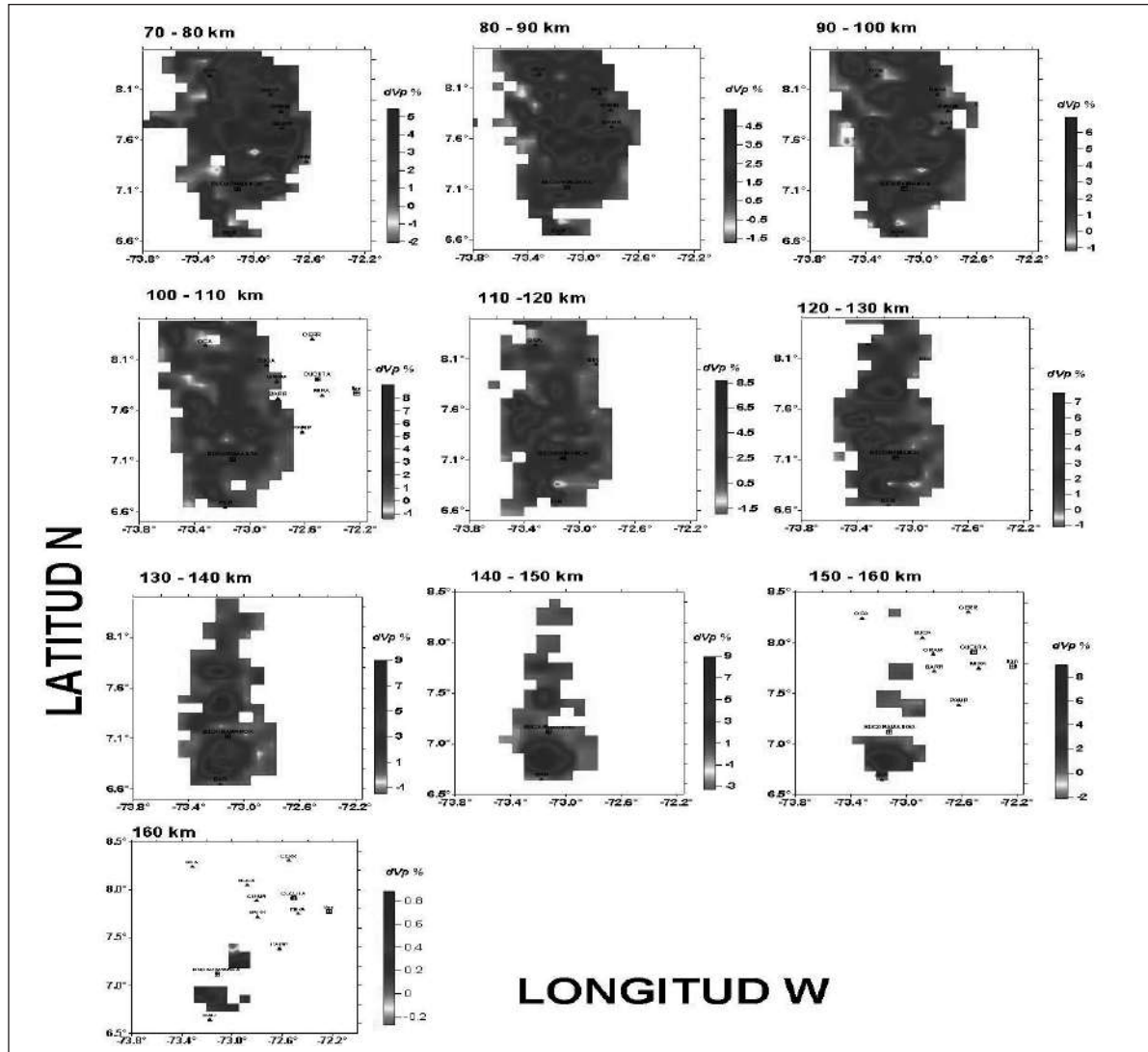


FIGURA 5a. Continuación. Resultados de perturbación para onda P en el sector de Cúcuta-Bucaramanga.

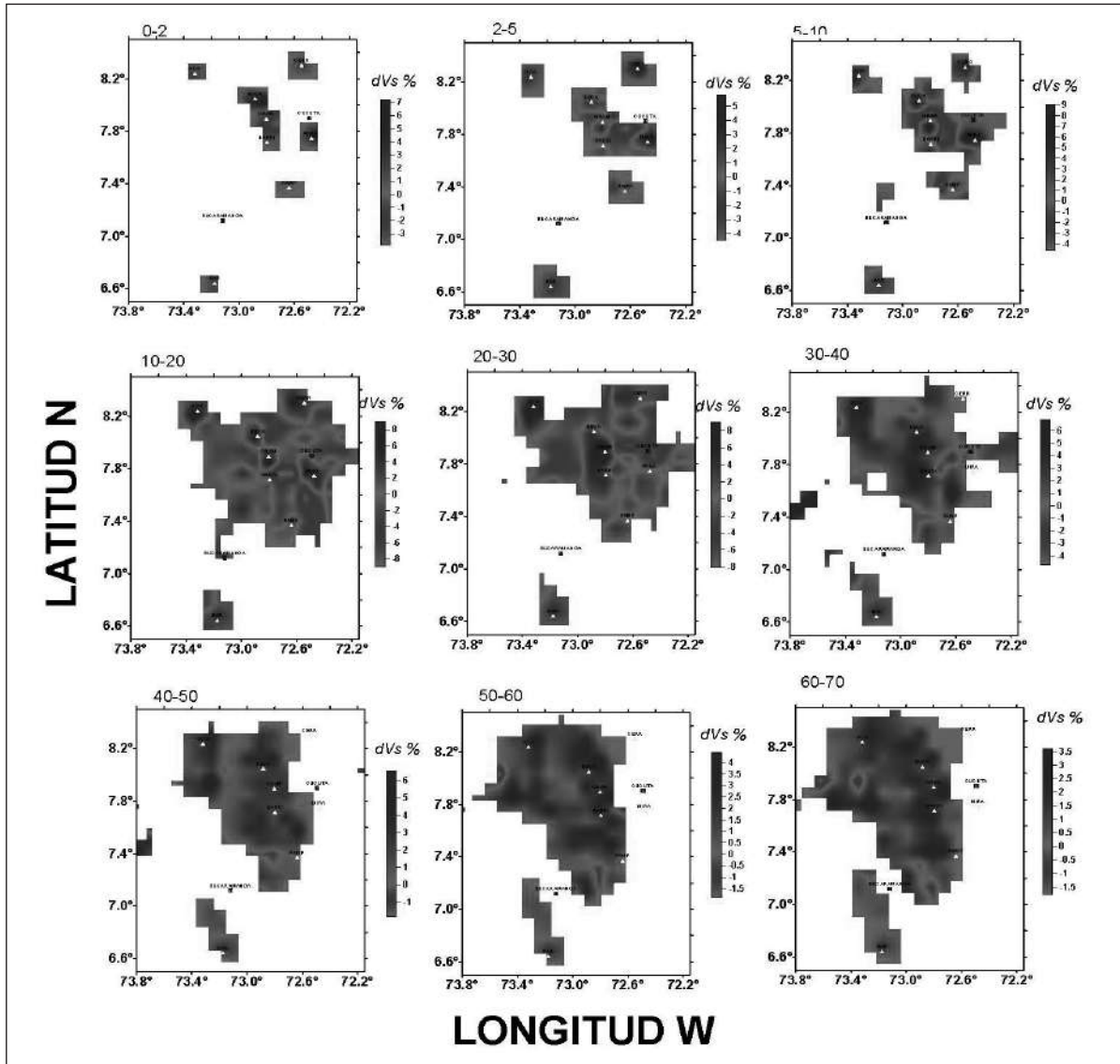


FIGURA 5b. Resultados de perturbación de velocidad para onda S en el sector de Cúcuta-Bucaramanga. Los contornos representan perturbaciones en porcentaje de velocidad para onda S (dVs). Cada cuadro representa una capa de profundidad. El espaciamento de la retícula fue de 10x20x10km (excepto para las primeras tres capas correspondientes a profundidades entre 0-2km, 2-5km y 5-10km).

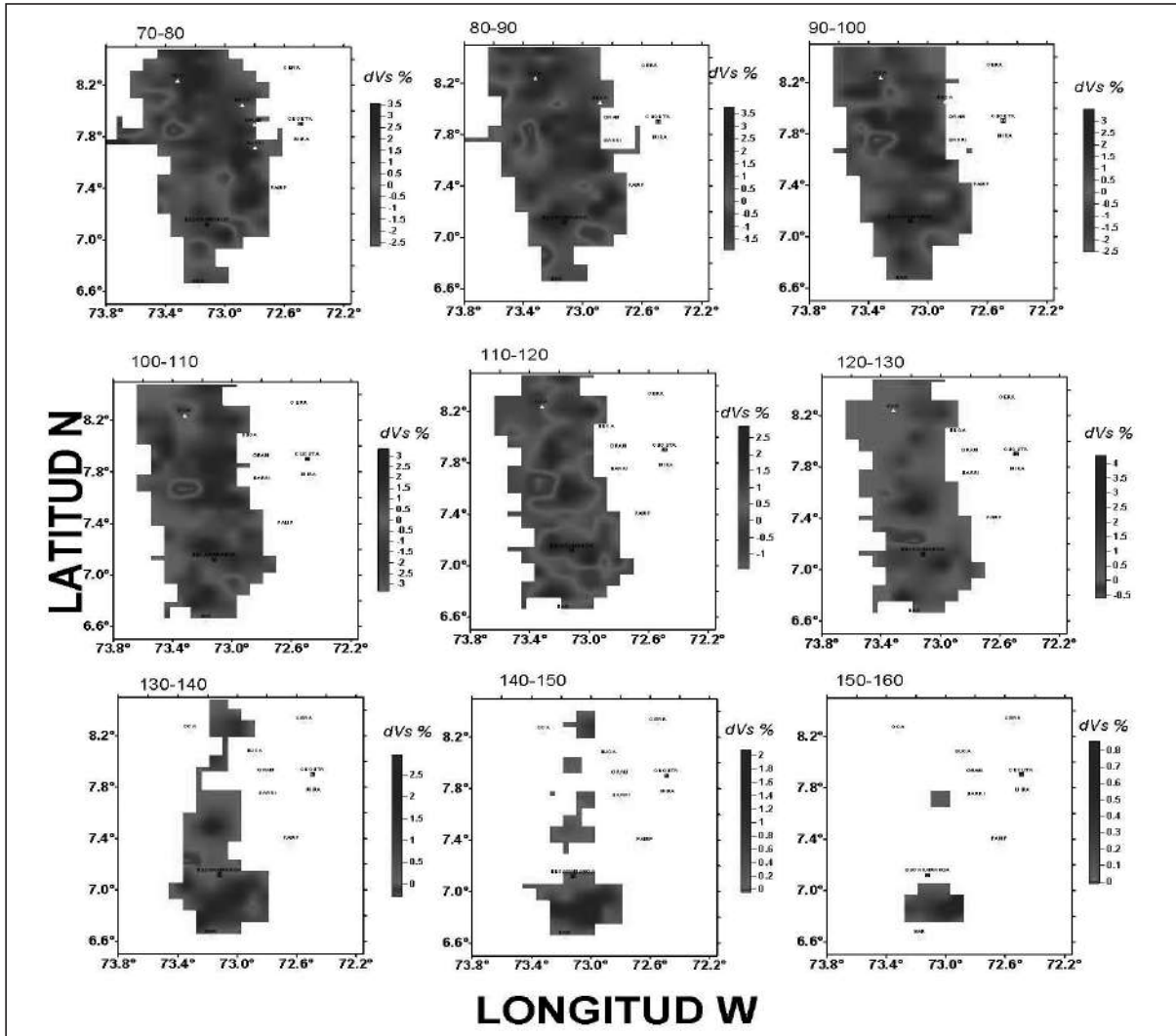


FIGURA 5b. Continuación. Resultados de perturbación de velocidad para onda S en el sector de Cúcuta-Bucaramanga.

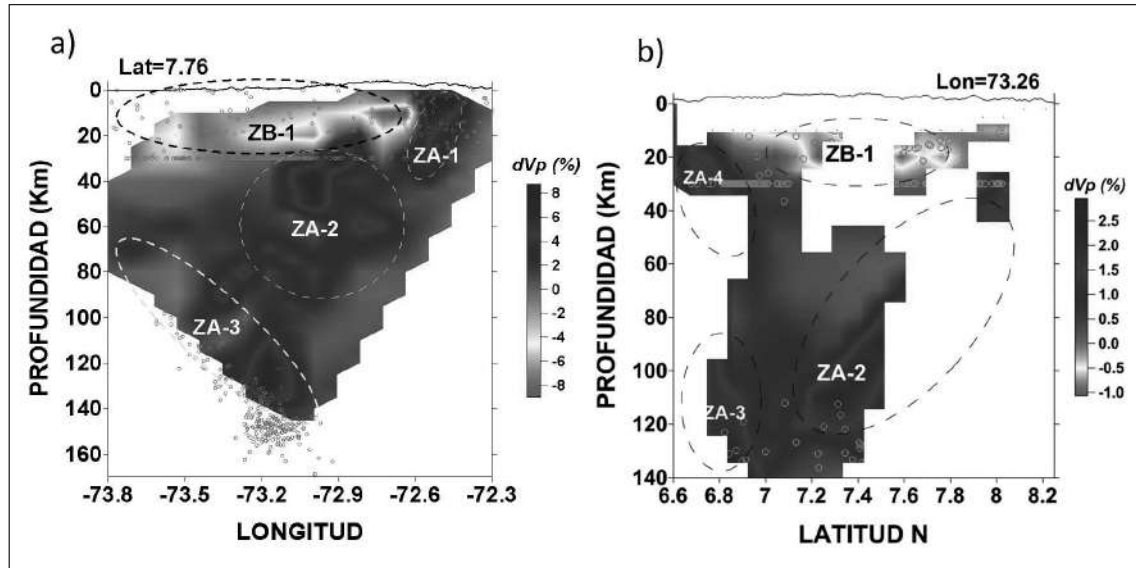


FIGURA 6. a) Perfil EW de la tomografía sísmica 3D, cruzando por la latitud 7.76°N (Figura 5a). b) Perfil NS de la tomografía sísmica, cruzando por la longitud 73.26°W (Figura 5a). Las elipses punteadas representan zonas anómalas de V_p . Las convenciones ZA representan zonas de alta V_p y las zonas ZB representan zonas de baja V_p . Los círculos pequeños sin rellenar representan hipocentros de los sismos relocalizados con el modelo de velocidades 3D obtenido con la tomografía sísmica.

ZB-1 es una zona muy interesante igualmente (Figura 6), ya que presenta una anomalía negativa de V_p (-9%) generalizada, que se divide en tres partes (Este, centro y Oeste). La zona empieza más superficial (5km) en la parte E (que se asocia con parte de la expresión de la falla Boconó, como se mencionó anteriormente) y se va profundizando hacia el W (30km). En general, esta zona puede estar asociada con los límites del Macizo de Santander, el cual estaría delimitado por las Fallas Chitagá al E y la Falla Bucaramanga al W. Además, gran parte de la sismicidad superficial (<40km) se localiza entre estas dos estructuras, lo que hace suponer que esta zona sea sísmicamente muy activa y a la cual debe ponerse especial atención en cuanto a amenaza sísmica. En cuanto a la ubicación de una anomalía negativa tanto de V_p como de V_s y de alto V_p/V_s (1.88) en un sector de rocas ígneas y metamórficas, que por lo general, tienen altas velocidades sísmicas, como es el caso del Macizo de Santander, se argumenta que además de la litología, existen muchos otros factores que pueden afectar de forma considerable la velocidad de las ondas sísmicas, reduciéndola, como por ejemplo, la presencia de fluidos o material parcialmente saturado de fluidos, temperatura, o alta porosidad, entre otros, o zonas muy fracturadas. Es muy probable que estas bajas velocidades sean debidas a la alta porosidad de las rocas presentes en la región en la parte superficial (<5km), así como a material relativamente caliente que correspondería a la raíz de dicho macizo y que sería la fuente de los intrusivos y cuerpos magmáticos del Terciario, presentes en la región (Greystar Resources

Ltda, com pers.). La anomalía negativa de V_p , se aplanan hacia el W, lo que hace suponer que este sería el límite occidental de las estructuras de la Cordillera Oriental.

ZA-3 es la continuación de la zona ZA-2 pero en sentido EW. Es una zona que parece estar relacionada con el plano de paleo-subducción de la denominada placa Paleo Caribe (Taboada et al., 2000, Cortés et al., 2005), pero que para este estudio sería Placa Caribe, en concordancia con el trabajo de Corredor (2003). Justo en esta zona, es donde se localizan los sismos de la zona sísmica conocida como el Nido de Bucaramanga. Se sugiere que la colisión de este plano (ZA-3) con la placa Suramericana, es la génesis del Nido de Bucaramanga, el cual estaría ubicado a una profundidad entre 100 y 160km.

Por último, el límite entre ZA-4 (dV_p +2%) y ZB-1 es una zona pequeña localizada al S del área de estudio, la cual parece corresponder al trazo en profundidad (20-30km) de la Falla Bucaramanga, que en este sector parece ser muy activa sísmicamente, en especial al lado occidental, dado que se pudo definir en este mismo sitio, una zona sismogénica entre 20 y 40km, muy concentrada. Esta zona de anomalía positiva de V_p , parece ser debida a acumulación de esfuerzos, lo que debería ser tenido en cuenta cuando se evalúe la amenaza sísmica de este sector.

Los sismos se relocalizaron con el modelo de velocidades 3D obtenido en este trabajo y se han graficado en los cortes transversales de la figura 6. Los sismos que presentan una profundidad entre los 100 y 160 km,

buzando 40° hacia el oriente, están muy concentrados y se asocian con la zona del Nido de Bucaramanga; allí se presenta continuamente una alta energía sísmica liberada. En cuanto a la sismicidad superficial, se nota que es muy dominante la presencia de sismos a una profundidad aproximada de 35 km. En algunas zonas se observa una tendencia de los sismos a estar en áreas por fuera de las anomalías de baja velocidad o rodeando dichas zonas. Por debajo de esta profundidad y hasta

los 100 km, no se observan casi sismos, pudiendo ser esta una zona asísmica del manto superior. Lo anterior permite inferir que la actividad sísmica profunda es independiente del proceso tectónico superficial, que estaría asociado a los sistemas de fallas activas presentes en la zona de Cúcuta y alrededores, como serían los sistemas de fallas de Boconó, Chucarima, Chitagá y Bucaramanga - Santa Marta.

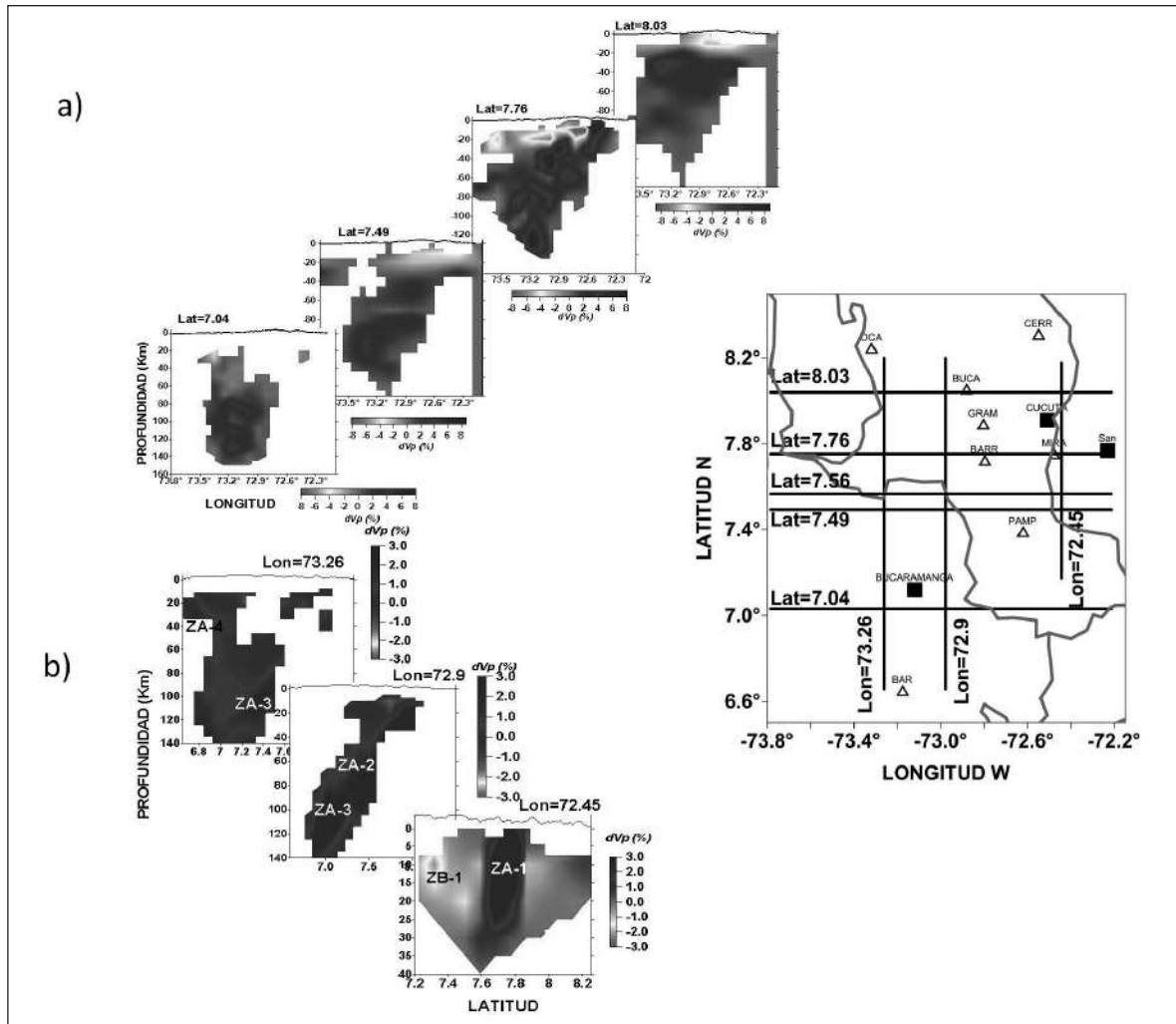


FIGURA 7. Perfiles EW (a) y perfiles NS (b) a diferentes latitudes y longitudes para perturbación de v_p . El mapa de la derecha muestra la ubicación de los diferentes perfiles con respecto a las estaciones. Las convenciones ZA representan zonas de alta v_p y las zonas ZB representan zonas de baja v_p . La escala de perturbación para los perfiles EW va de -8% a 8%, y para los perfiles NS de -3% a 3%.

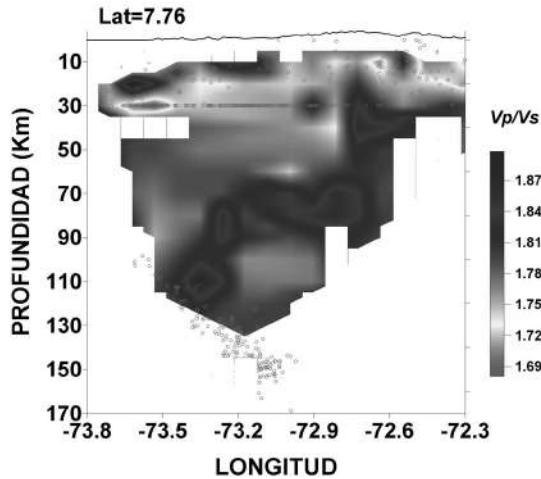


FIGURA 8. Corte EW con relación V_p/V_s para el área de Cúcuta, realizado a la latitud 7.76° N (ver Figura 7). Los círculos pequeños sin rellenar representan hipocentros de los sismos relocalizados con el modelo de velocidades 3D obtenido con la tomografía sísmica. Nótese los valores bajos de V_p/V_s en el sector E de la falla Boconó. Así mismo, se notan altos valores de V_p/V_s en lo que podría considerarse parte del plano de la placa suramericana en profundidad.

Discusión. Modelo sísmico

La figura 9 muestra un modelo esquemático en planta y a escala en profundidad donde se muestra la estructura interna del área de estudio, con base en información geológica, sísmica, geofísica (gravimetría) y tectónica disponible.

Se presume que el contacto corteza –manto, es decir, la discontinuidad de Moho, para este sector, se encuentra ubicada a los 37 km de profundidad aproximadamente (Figuras 6, 7, 8), ya que a esta profundidad se nota un aumento en las velocidades de la onda P para casi toda la zona, lo que es coincidente con otros estudios a nivel mundial, donde el límite corteza-manto se caracteriza por un aumento importante de la velocidad de la onda P (Christensen, 1996). Así mismo, El presente modelo propone que la Falla Boconó es un rasgo estructural importante en la región, ya que como sostienen Osorio et al (2008), esta falla crea una presión sobre el Macizo de Santander y deforma las rocas, generando acortamiento en el lado oriental del macizo y extensión en el lado occidental. El contraste entre una zona de alta velocidad V_p y una zona de baja velocidad V_p , asociada a esta falla, sugiere una perturbación importante de la corteza en dicho sector, que podría estar relacionada con la actividad de dicha falla. Otro rasgo importante es la interacción de las Fallas Chitagá y Boconó; al parecer el sector donde se cruzan dichas fallas origina una zona de acumulación de esfuerzos, los cuales se ven representados en varias formas, una de

ellas es la sismicidad permanente que se registra allí, y otra, las evidencias tectónicas de compresión encontradas por Osorio et al (2008).

La Placa Caribe parece presentar un plano de subducción en forma de herradura, con un ángulo de subducción de 45° . En la parte oeste del plano estaría ubicado el Nido de Bucaramanga, el cual se propone como producto de la subducción de la Placa Caribe bajo la placa de Suramérica. Esta posibilidad ya había sido sugerida por Corredor (2003) y con este estudio parece que se confirma esa propuesta.

Con miras a observar diferencias de materiales, se realizó el cálculo de la relación de Poisson, a partir de las velocidades V_p y V_s , halladas en la tomografía (Lees y Wu, 2000). La figura 10 presenta los resultados. Los altos valores de la relación de Poisson (y altos V_p/V_s , Figura 8) en el plano de la zona de subducción de la Placa Caribe encontrados en este estudio, podrían estar relacionados a procesos de serpentinización, es decir, hidratación, o materiales más máficos en dicho plano de subducción. Los altos valores de la relación de Poisson encontrados en este estudio, corresponderían a este proceso, según experimentos de laboratorio (Christensen, 1996), lo que es coincidente con los resultados hallados en varias regiones del mundo (Kamiyama y Kobayashi, 2002; Gangopadhyay et al, 2007; Honda y Nakanishi, 2003, Moidaki, et al, 2007).

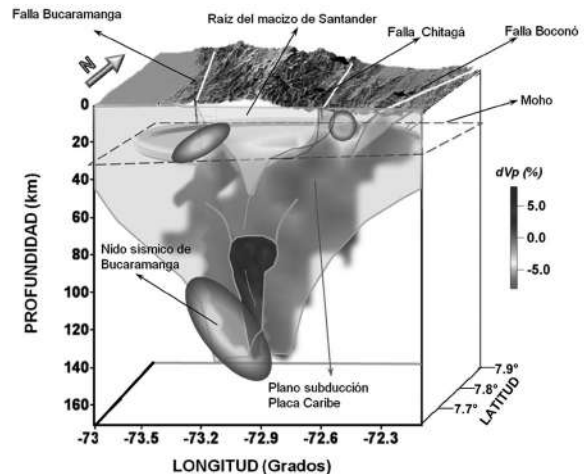


FIGURA 9. Modelo esquemático de la estructura interna del área de estudio. El modelo ha sido construido usando datos sísmológicos, geofísicos, geológicos, estructurales y tectónicos disponibles. Las elipses representan fuentes sísmogénicas. Se ha superpuesto un corte EW, cruzando por la latitud 7.78° y otro NS cruzando por la longitud 72.9° , con la perturbación en porcentaje de V_p . La zona de alta V_p correspondería a parte de la expresión de la Placa Caribe. El choque entre la placa suramericana y la placa Caribe, generaría la sismicidad del Nido de Bucaramanga.

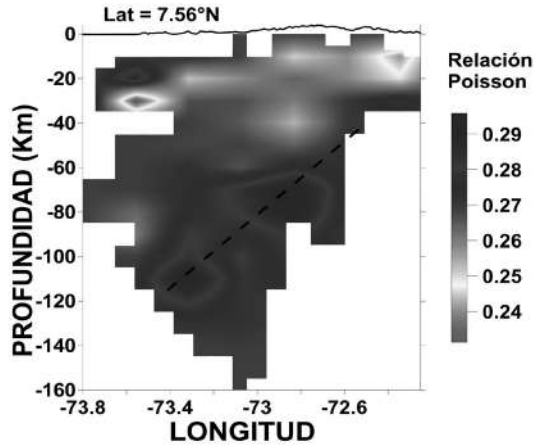


FIGURA 10. Perfil EW en la latitud = 7.56° (ver Figura 7) mostrando la distribución de la relación de Poisson a partir de velocidades sísmicas. Nótese los altos valores en el plano de subducción de la Placa Caribe (línea negra punteada), lo que podría significar procesos de serpentinización (hidratación).

Adicionalmente, se ha propuesto que una de las causas de magmatismo y/o vulcanismo en zonas de subducción es el ángulo alto con que chocan las placas, mientras que la ausencia de magmatismo (gaps) es debido a subducciones con ángulos bajos (Stern, 2003). Con base en esta suposición, resulta interesante la presencia de magmatismo terciario (Osorio et al, 2008) en el área de estudio, lo que podría estar relacionado con el ángulo mayor de subducción que podría presentar el plano de la Placa Caribe según este estudio, el cual es mayor del que se ha propuesto por algunos autores (Van der Hilst y Mann, 1994; Zarifi et al, 2007), y que podría explicar ese magmatismo terciario como producto del choque entre la placa Caribe y la placa Suramericana.

Por otra parte, se calculó la porosidad para la parte superficial (2km) a partir de las velocidades obtenidas para ondas *P* y *S*, y usando el método propuesto por Lees y Wu (2000) con el fin de observar alguna correlación con la presencia de fallas o cuencas petrolíferas en la región. La figura 11 muestra los resultados. Las zonas superficiales altamente porosas, se atribuyen a diferentes causas, entre ellas a la presencia de alta densidad de grietas o a zonas con anomalías positivas de temperatura (Lees and Wu, 2000; Barton 2006). Con base en esta figura, se puede observar que la zona al W de Cúcuta es una zona de alta porosidad en los primeros 2km de profundidad, la cual podría estar relacionada con la Falla Chitagá, confirmando que esta zona es de especial interés al momento de evaluar la amenaza sísmica.

Así mismo, es posible también, que algunas de las zonas altamente porosas observadas en la Figura 11, estén relacionadas con zonas o cuencas petrolíferas presentes

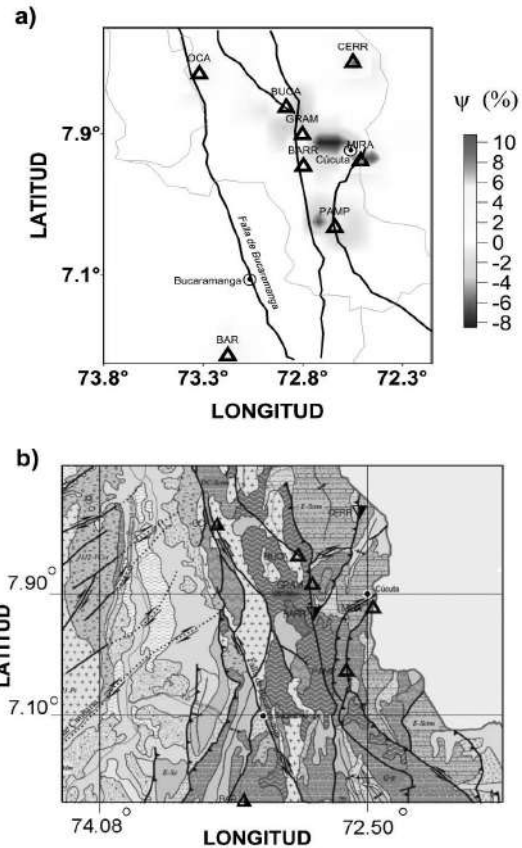


FIGURA 11. Comparación de la distribución de porosidad a 2km de profundidad (a), calculada a partir de las velocidades sísmicas obtenidas en la tomografía usando el método de Lees y Wu (2000) con la geología y estructuras del sector (b). Altos valores de Ψ (V_p/V_s) indican baja porosidad y viceversa. Ver la Figura 2 para las convenciones del mapa geológico (Adaptado de INGEOMINAS, 2006).

en la región de Cúcuta y que han sido estudiadas y exploradas en gran detalle por diferentes compañías petroleras, pero que no son objeto de estudio de este trabajo. Un estudio interesante desde el punto de vista petrolífero, podría ser la instalación de una densa red de estaciones sísmicas en la región por un determinado tiempo, y realizar luego una tomografía sísmica 3D, para definir o confirmar posibles cuencas petrolíferas en dicho sector, utilizando fuentes sísmicas naturales.

CONCLUSIONES

A partir de los resultados tomográficos se propone un modelo donde la placa Caribe parece presentar un plano de subducción arqueado en forma de herradura. En la parte oeste estaría ubicado el Nido de Bucaramanga, el cual se propone como producto de la subducción de la Placa Caribe bajo la placa de Suramérica.

En el modelo se sugiere que la Falla Boconó es un rasgo estructural sobresaliente en la región, ya que como sostiene Osorio et al (2008), esta falla crea una presión sobre el Macizo de Santander y deforma las rocas, generando acortamiento en el lado oriental del macizo (zona de alta velocidad de la onda P) y extensión en el lado occidental (zona de baja velocidad de la onda P). La zona de alta velocidad V_p asociada a la actividad en el sector oriental de esta falla, es relativamente amplia, lo que sugiere una perturbación de la corteza en dicho sector. Otro rasgo importante es la interacción de las Fallas Chitagá y Boconó. Al parecer el sector donde se cruzan dichas fallas origina una zona de acumulación de esfuerzos. Este sector es de mucha importancia para la región, dado que allí se generó el sismo de Arboledas en 1950 que destruyó a esta población y afectó fuertemente a Cúcuta. Por esta razón, es importante considerar esta interacción de fallas en los planes de ordenamiento urbano y trabajos de amenaza sísmica.

Adicionalmente, se calculó la porosidad para la parte superficial (2km) a partir de las velocidades obtenidas para ondas P y S . Con base en los cálculos, se pudo ver que la zona al W de Cúcuta es una zona de alta porosidad en los primeros 2 km de profundidad, que podría estar relacionada con las Fallas Chitagá, lo que sugiere que esta zona es de especial interés para evaluar la amenaza sísmica.

El presente modelo es solo una pequeña representación de lo compleja que es la zona de estudio desde el punto de vista tectónico. Se requiere la instalación de una red de estaciones sismológicas más densa y con mayor cobertura, para lograr imágenes tomográficas más completas de la parte más superficial de la región.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a Fernando Gil por su constante apoyo y discusión. Igualmente los comentarios de J. Cerón, y J.A. Osorio, fueron muy constructivos y ayudaron a completar el modelo propuesto. Así mismo agradecemos a E. Franco, por su ayuda en el procesamiento de algunos datos. Dos revisores anónimos aportaron importantes comentarios que mejoraron el manuscrito final.

REFERENCIAS

Acosta J., Lonergana L., Cowarda M.P. 2004. Oblique transpression in the western thrust front of the Colombian Eastern Cordillera, *Jour. Of SA Earth. Sc*, 17, pp. 181-194.

Arcila, M.M., Muñoz M. A., De Vicente G., 2004. Análisis sismotectónico de la convergencia Caribe, Nazca, Suramérica. Informe inédito, INGEOMINAS, 16 pp 16.

Barton N, 2006. Rock quality, seismic velocity, attenuation and anisotropy. CRC press, pp. 729.

Cediel, F., R. P. Shaw, And C. Caceres. 2003. Tectonic assembly of the Northern Andean Block, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, pp. 815– 848.

Ceron, J., Kellog, J., Ojeda, G. 2007. Basement configuration of the Northwestern South America – Caribbean margin from recent geophysical data, *Ciencia, Tecnología y Futuro*, 3, No. 3, pp. 1-25.

Corredor, F. 2003. Seismic strain rates and distributed continental deformation in the northern Andes and three-dimensional seismotectonics of the northwestern South America, *Tectonophysics*, 372, pp. 147 – 166.

Cortes, M., J. Angelier, And B. Colletta. 2005. Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region, *Tectonics*, 24, TC1008, doi:10.1029/2003TC001551.

Christensen, N. 1996. Poisson's ratio and crustal seismology, *J. Geophys. Res.* 101, 3139-3156.

Christensen N., Mooney W. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust a global view. *JGR Vol. 100.*, No. 87, pp. 9761-9768.

Curtis A., Snieder R. 2002. Probing the Earth's Interior with Seismic Tomography in *International Handbook Of Earthquake And Engineering Seismology – IASPEI*, part A, cap. 52, ED Elsevier, pp. 861 – 873.

Ego F, Sebrier M, Levenu A, Yepes H, Egues A. 1996. Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, 259, pp. 101-116.

Dewey J. W. 1972. Seismicity and Tectonics of Western Venezuela. *Bull. Seism. Soc. America*, 62, pp. 1711-1751.

Folinsbee R. A. 1972. The gravity field and plate boundaries in Venezuela. Tesis doctoral (no publicada), Mass. Inst. Techn. and Wodds Hole Oceanog. Inst., USA.

- Gangopadhyay, A. Pulliam, Sen, MK. 2007. Velocity Structure and Poisson's Ratio of the Crust and Upper Mantle Beneath Canada and Their Tectonic Implications. AGU Abstract.
- GREYSTAR Resources Ltda. 2007. Technical Report.
- González, L., Alvarez, L., Chimera, G., Panza, G. 2004. Crust and upper mantle structure in the Caribbean region by group velocity tomography and regionalization, United Nations Educational Scientific and Cultural Organization and International Atomic Energy Agency, internal report, pp. 1-24.
- Honda S, Nakanishi I. 2003. Seismic tomography of the uppermost mantle beneath southwestern Japan: Seismological constraints on modelling subduction and magmatism for the Philippine Sea slab. *Earth, Planets Space*, Vol. 55, No. 8, pp. 443-462.
- Humphreys ED, Clayton RW. 1988. Adaptation of back projection tomography to seismic travel times problems. *J Geophys Res* 93, pp. 1073-1085.
- INGEOMINAS. 2006a. Mapa gravimétrico de Colombia, www.ingeminas.gov.co
- INGEOMINAS. 2006b. Mapa Geológico de Colombia, www.ingeminas.gov.co
- Kamiyama, S Kobayashi Y. 2003. Hydration and dehydration of wedge mantle and triggering deep crustal seismic tremors beneath Tokai district, central Japan. Japan Geoscience Union, abstract.
- Kissling E, Ellsworth WL, Eberhart-Phillips D, Kradolfer U. 1994. Initial reference models in local earthquake tomography. *J Geophys Res*. Vol. 99, pp. 19635-19646.
- Louis FI, Makropoulos KC, Louis IF. 2005. Image enhancement in seismic tomography by grid handling: synthetic simulations with fault-like structures. *Journal Of Balkan Geophysical Society*, Vol. 8, No 4, pp. 139-148.
- Moidaki_M, Gao S, Liu Kh, And Atekwana E. 2007. Crustal Thickness, Poisson's Ratio, And Moho Sharpness Beneath The Midcontinent Rift. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, Vol. 39, No. 3, pp. 71.
- Osorio J.A., Hernandez C., Torres E., Botero P. 2008. Modelo Geodinámico del Macizo de Santander. Informe interno Subdirección de Geología Básica. INGEOMINAS. 113 p
- Pennington, W.D. 1981. Subduction of the Eastern Panama basin and seismotectonics of Northwestern South America: *J. Geophys. Res.*, Vol. 86, pp. 10753-10770.
- Sarmiento LF. 2001. Mesozoic rifting and Cenozoic basin inversion history of the Eastern cordillera, Colombian Andes. Inferences from tectonic models. PhD Thesis, pp. 1-319.
- Serrano I, Zhao D, Morales J, Torcal F. 2003. Seismic tomography from local crustal earthquakes beneath eastern Rif Mountains of Morocco. *Tectonophysics*, Vol. 367, pp. 187-201.
- Stern, R.J. 2002. Subduction zones: Reviews of Geophysics, Vol., 40, 1012, doi: 10.1029/2001RG000108
- Taboada, A., L. A. Rivera, A. Fuenzalida, A. Cisternas, H. Philip, A. Bijwaard, J. Olaya, Rivera C. 2000. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, Vol., 19, pp. 787 - 813.
- Van Der Hilst R., And Mann P. 1994. Tectonic implications of tomography images of subducted lithosphere beneath Northwestern South America. *Geology*, Vol., 22, pp. 451-454.
- Zarifi Z, Havskov J, Hanyga A. 2007. An insight into the Bucaramanga nest. *Tectonophysics* Vol., pp. 443 93-105.
- Zhao D., Hasegawa A., Horiuchi S. 1992. Tomographic Imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan, *J. Geophys. Res.* Vol., 97, pp. 19909-19928.
- Zhao D., Hasegawa A., Kanamori H. 1994. Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events. *J. Geophys. Res.* Vol., 99, pp. 22313-22329.
- Zhao D., Wang Z., Umino N., Hasegawa A. 2007. Tomographic Imaging outside a seismic Network: application to the Northeast Japan Arc. *Bull. Seism. Soc. Amer.* Vol., 97, No 4, pp. 1121-1132.

Trabajo recibido: Mayo 19 de 2010
Trabajo aceptado: Mayo 30 de 2010