



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

Tomografía sísmica local, comportamiento sismotectónico y estructura termal de la litósfera por debajo de la Cordillera Oriental de Colombia

Eliana Gómez Hurtado

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias
Bogotá, Colombia
2016

Tomografía sísmica local, comportamiento sismotectónico y estructura termal de la litósfera por debajo de la Cordillera Oriental de Colombia

Eliana Gómez Hurtado

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:

Magíster en Ciencias - Geofísica

Director (a):

Ph.D. Carlos Alberto Vargas Jiménez

Línea de Investigación:

Sismotectónica

Grupo de Investigación:

Geofísica

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias

Bogotá, Colombia

2016

A mi familia.

“Haz sólo lo que amas y serás feliz. El que hace lo que ama está benditamente condenado al éxito...”

Facundo Cabral

Agradecimientos

Al profesor Carlos Alberto Vargas Jiménez, por dirigir este trabajo, por su paciencia, enseñanzas y consejos durante este proceso.

A la Red Sismológica Nacional de Colombia y a la Red Sismológica de la Sabana de Bogotá por facilitar los datos para el desarrollo de esta investigación.

A la Facultad de Ciencias, al Departamento de Geociencias y al grupo de investigación en Geofísica de la Universidad Nacional de Colombia por la formación y apoyo durante la Maestría.

Al Doctor Javier Idárraga García por sus aportes y acompañamiento en esta etapa.

A COLCIENCIAS por la financiación y a la Universidad Nacional de Colombia por la ejecución del proyecto “Análisis 4D de V_p , V_s y la relación V_p/V_s en la Esquina NW de Suramérica” dentro del cual se llevó a cabo esta investigación.

Resumen

La esquina noroccidental de Suramérica, la cual incluye el norte de los Andes, es una región de alta complejidad geológica y tectónica, donde procesos de desgarre litosférico, subducción de losas oceánicas de diferente naturaleza y edad, flexura litosférica, entre otros, están operando simultáneamente. En este documento se plasman los resultados de una investigación que tuvo como objetivo principal caracterizar la geodinámica, comportamiento sismotectónico y estructura termal por debajo del sector norte de la Cordillera Oriental de Colombia, con el fin de contribuir al conocimiento de la tectónica de la esquina noroccidental de Suramérica. El estudio se llevó a cabo a partir de la integración de tres técnicas: tomografía sísmica local, comportamiento sismotectónico y parámetro b , y análisis morfotectónico.

Las imágenes tomográficas que se obtuvieron a partir de la inversión de datos de sismos por medio del algoritmo LOTOS (Local Tomography Software) permitió identificar una serie de anomalías en las velocidades de las ondas P y S, y en la relación V_p/V_s . Algunas de estas anomalías pudieron ser relacionadas a la presencia de zonas de alta temperatura a nivel de corteza continental por debajo del sector central y norte de la Cordillera Oriental, en la cuenca de Los Llanos y en el Valle Medio del Magdalena. También se logró constatar que algunas anomalías termales pueden tener una fuente más profunda, en el dominio del manto continental. Por otro lado, entre 90 y 120 km de profundidad se presenta un marcado contraste en la distribución espacial de las anomalías de alta velocidad de la onda P: al sur de 5°N aproximadamente, esta anomalía se extiende desde el sector más occidental de la zona de estudio hasta la parte central (73°W), mientras que al norte de 5°N , dicha anomalía es más amplia, alcanzando la parte más oriental de la zona. Lo anterior es evidencia de un cambio en la geometría de la subducción a esta latitud, con una subducción plana al norte y una más empinada al sur.

También, se determinó que regiones con marcados valores bajos en el parámetro b se relacionan espacialmente con importantes anomalías termales en la corteza (zonas de alta temperatura), evidenciadas por una combinación de V_p bajas, V_s muy bajas y V_p/V_s altas. Esta observación implica que zonas de la corteza continental relativamente más calientes responden con un comportamiento más plástico ante los esfuerzos y, por ende, concentran menor sismicidad.

Finalmente, el análisis morfotectónico regional del terreno demuestra que la zona de estudio exhibe una tectónica activa, representado por valores bajos en la sinuosidad de los frentes montañosos que limitan la Cordillera Oriental y el flanco oriental de la Cordillera Central, una moderada a fuerte asimetría en las cuencas de drenaje de orden 6, y curvas hipsométricas rejuvenecidas. Aunque no fue posible vincular cuantitativamente estos parámetros morfométricos con los valores de anomalías de velocidad de las ondas P y S , y parámetro b , sí es evidente que los procesos geodinámicos profundos que operan actualmente por debajo de la zona de estudio se ven reflejados en superficie por un relieve tectónicamente activo.

Palabras clave: Tomografía sísmica local, Comportamiento sismotectónico, Parámetro b , Morfotectónica, Cordillera Oriental.

Contenido

	Pág.
1. Introducción	1
1.1 Hipótesis de trabajo.....	1
1.2 Objetivos	2
1.2.1 General.....	2
1.2.2 Específicos:	2
1.3 Localización y marco tectónico de la zona de estudio	2
1.4 Antecedentes	5
2. Metodología general.....	9
2.1 Tomografía Sísmica Local.....	9
2.2 Deformación sismotectónica y parámetro b	12
2.2.1 Cálculo de la deformación sismotectónica	12
2.2.2 Estimación de la relación frecuencia - magnitud de terremotos (parámetro b)	13
2.2.3 Morfotectónica activa	15
3. Resultados.....	17
3.1 Tomografía sísmica local.....	17
3.1.1 Anomalías de velocidad de onda P.....	17
3.1.2 Anomalías de velocidad de onda S.....	23
3.1.3 Relación V_p/V_s	28
3.2 Deformación sismotectónica	33
3.2.1 Tensor de momento sísmico.....	34
3.2.2 Velocidad de deformación	36
3.3 Relación frecuencia - magnitud de terremotos (parámetro b)	39
3.4 Morfotectónica activa	46
3.4.1 Sinuosidad del frente montañoso (SFM)	46
3.4.2 Asimetría de la cuenca de drenaje (ACD)	49
3.4.3 Curva e integral hipsométrica (IH).....	50
4. Interpretación y Discusión.....	55
5. Conclusiones.....	65
6. Bibliografía	67

Lista de figuras

	Pág.
Figura 1-1: Localización de la zona de estudio (recuadro azul) en la esquina noroccidental de Suramérica, donde se resaltan los rasgos tectónicos regionales. También se muestra la sismicidad instrumental registrada por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) en el período 1993-2015. CT: Caldas Tear (Vargas y Mann, 2013); RS: Sandra ridge; CDNP: Cinturón Deformado del Norte de Panamá; CDSC: Cinturón Deformado del Sur del Caribe	3
Figura 2-1: Localización de las estaciones de la Red Sismológica Nacional de Colombia y la Red Sismológica de la Sabana de Bogotá utilizadas en este estudio.....	10
Figura 3-1: Anomalía de velocidad de onda P (%) a 30 km de profundidad. Los resultados están dados en términos de variación porcentual de velocidad (Vp) media de cada capa. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio	18
Figura 3-2: Anomalía de velocidad de onda P (%) a 60 km de profundidad. Los resultados están dados en términos de variación porcentual de velocidad (Vp) media de cada capa. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio	20

Figura 3-3: Anomalía de velocidad de onda P (%) a 90 km de profundidad. Los resultados están dados en términos de variación porcentual de velocidad (V_p) media de cada capa. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio.....21

Figura 3-4: Anomalía de velocidad de onda P (%) a 120 km de profundidad. Los resultados están dados en términos de variación porcentual de velocidad (V_p) media de cada capa. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio.....22

Figura 3-5: Anomalía de velocidad de onda P (%) a 150 km de profundidad. Los resultados están dados en términos de variación porcentual de velocidad (V_p) media de cada capa. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio.....23

Figura 3-6: Anomalía de velocidad de onda S (%) a 30 km de profundidad. Los resultados de anomalía están dados en términos de variación porcentual de velocidad (V_s) media de cada capa. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio.....24

Figura 3-7: Anomalía de velocidad de onda S (%) a 60 km de profundidad. Los resultados de anomalía están dados en términos de variación porcentual de velocidad (V_s) media de cada capa. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio.....25

Figura 3-8: Anomalía de velocidad de onda S (%) a 90 km de profundidad. Los resultados de anomalía están dados en términos de variación porcentual de velocidad (V_s) media de cada capa. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio 26

Figura 3-9: Anomalía de velocidad de onda S (%) a 120 km de profundidad. Los resultados de anomalía están dados en términos de variación porcentual de velocidad (V_s) media de cada capa. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio 27

Figura 3-10: Anomalía de velocidad de onda S (%) a 150 km de profundidad. Los resultados de anomalía están dados en términos de variación porcentual de velocidad (V_s) media de cada capa. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio 28

Figura 3-11: Relación V_p/V_s a 30 km de profundidad. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio 29

Figura 3-12: Relación V_p/V_s a 60 km de profundidad. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio 30

Figura 3-13: Relación V_p/V_s a 90 km de profundidad. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio 31

Figura 3-14: Relación V_p/V_s a 120 km de profundidad. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio 32

Figura 3-15: Relación V_p/V_s a 150 km de profundidad. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio 33

Figura 3-16 Relación Magnitud – Momento de los eventos analizados en este estudio 36

Figura 3-17 Vectores de desplazamiento GPS calculados por GeoRED representados por flechas rojas. Mecanismos focales de los eventos sísmicos utilizados en este estudio
38

Figura 3-18 Distribución espacial de los valores del parámetro b entre 0 y 30 km de profundidad. CC: Cordillera Central; VMM: Valle Medio del Magdalena; CO: Cordillera Oriental. Los triángulos negros indican volcanes 40

Figura 3-19 Distribución espacial de los valores del parámetro b entre 30 y 60 km de profundidad. CC: Cordillera Central; VMM: Valle Medio del Magdalena; CO: Cordillera Oriental. Los triángulos negros indican volcanes 41

Figura 3-20 Distribución espacial de los valores del parámetro b entre 60 y 90 km de profundidad. CC: Cordillera Central; VMM: Valle Medio del Magdalena; CO: Cordillera Oriental. Los triángulos negros indican volcanes. 42

Figura 3-21 Distribución espacial de los valores del parámetro b entre 90 y 120 km de profundidad. CC: Cordillera Central; VMM: Valle Medio del Magdalena; CO: Cordillera Oriental. Los triángulos negros indican volcanes 44

Figura 3-22 Distribución espacial de los valores del parámetro b entre 120 y 150 km de profundidad. CC: Cordillera Central; VMM: Valle Medio del Magdalena; CO: Cordillera Oriental. Los triángulos negros indican volcanes..... 45

Figura 3-23: Localización de los frentes de montaña analizados en la zona de estudio. Las letras A-H corresponden a los sectores mostrados en las Figura 3-24 y Figura 3-2547

Figura 3-24: Sinuosidad del frente montañoso (SFM) en el sector norte del piedemonte llanero (frente de montaña oriental de la Cordillera Oriental). La línea morada representa el contorno del piedemonte (LPDM) y la línea amarilla la longitud del frente en línea recta (LFLR). Ver la Figura 3-23 para la localización de cada uno de los sectores..... 48

Figura 3-25: Sinuosidad del frente montañoso (SFM) en el sector sur del piedemonte llanero (frente de montaña oriental de la Cordillera Oriental), piedemonte occidental de la Cordillera Oriental, y piedemonte oriental de la Cordillera Central. La línea morada representa el contorno del piedemonte (LPDM) y la línea amarilla la longitud del frente en línea recta (LFLR). Ver la Figura 3-23 para la localización de cada uno de los sectores 49

Figura 3-26: Asimetría de las cuencas de drenaje de orden 6 en la zona de estudio. La flecha roja indica la dirección general de basculamiento. Las cuencas del norte están basculadas al occidente, mientras que las cuencas del sur están basculadas al oriente. La cuenca del río Bogotá es la única simétrica de todas las cuencas analizadas..... 51

Figura 3-27: Curvas e integrales hipsométricas (HI) de las cuencas de los ríos (A) Chicamocha, (B) Bogotá, (C) Upía, y (D) Guayuriba. En cada diagrama se señala con línea roja la curva correspondiente a la cuenca en mención y el respectivo valor de la integral (HI) 52

Figura 4-1 Localización perfiles tomografía sísmica local indicados por líneas amarillas. Triángulos rojos representan volcanes activos. Triángulos verdes volcanes inactivos. CT Caldas Tear. RS Sandra Ridge. Recuadro azul indica zona de estudio.57

Figura 4-2 Perfil 1. A) perfil topo-batimétrico. B) Anomalías de velocidad de ondas P. C) Anomalías de velocidad de ondas S. D) Relación V_p/V_s . Recuadro negro representa la zona de estudio. CC: Corteza continental; MC: Manto continental; ZAT: Zona de alta temperatura; LN: Losa de Nazca 58

Figura 4-3 Perfil 2. A) perfil topo-batimétrico. B) Anomalías de velocidad de ondas P. C) Anomalías de velocidad de ondas S. D) Relación V_p/V_s . Recuadro negro representa la zona de estudio. CC: Corteza continental; MC: Manto continental; ZAT: Zona de alta temperatura 59

Figura 4-4 Perfil 3. A) perfil topo-batimétrico. B) Anomalías de velocidad de ondas P. C) Anomalías de velocidad de ondas S. D) Relación V_p/V_s . Recuadro negro representa la zona de estudio. CC: Corteza continental; MC: Manto continental; ZAT: Zona de alta temperatura; ELL: Estructura de escala litosférica 60

Figura 4-5 Perfil 4. A) perfil topo-batimétrico. B) Anomalías de velocidad de ondas P. C) Anomalías de velocidad de ondas S. D) Relación V_p/V_s . Recuadro negro representa la zona de estudio. CC: Corteza continental; MC: Manto continental; ZAT: Zona de alta temperatura; ELL: Estructura de escala litosférica 62

Lista de tablas

	Pág.
Tabla 2-1 Modelo de velocidad 1D de referencia utilizado en este estudio. La velocidad de la onda S es derivada usando la relación $V_p/V_s=1.7$	12
Tabla 2-2 Reducciones de varianza de los residuales obtenidos después de la inversión de los datos.....	12
Tabla 2-3 Índices morfotectónicos usados en este estudio para estimar el grado de actividad tectónica.....	16
Tabla 3-1 Eventos sísmicos utilizados en este estudio.....	34
Tabla 3-2 Soluciones de mecanismos focales empleados para el análisis de deformación	35
Tabla 3-3 Componentes del tensor momento sísmico calculados para los sismos empleados en este estudio.....	35
Tabla 3-4 Resultados del análisis de sinuosidad de frente montañoso en la zona de estudio	46

Tabla 3-5 Resultados del análisis de asimetría de cuencas de drenaje en la zona de estudio 50

Tabla 3-6 Resultados del análisis de curva e integral hipsométrica en la zona de estudio 53

1.Introducción

Esta investigación está centrada principalmente en determinar el comportamiento sismotectónico y la estructura termal por debajo del sector norte de la Cordillera Oriental de Colombia, con el fin de avanzar en el conocimiento de la geodinámica de la esquina noroccidental de Suramérica, donde la operación simultánea de procesos de subducción con geometrías altamente contrastantes y desgarres litosféricos la convierten en un laboratorio natural para estudiar ambientes tectónicos complejos.

Este capítulo introductorio contiene la hipótesis de trabajo y los objetivos a alcanzar. También incluye una descripción detallada de la zona de estudio desde el punto de vista tectónico, y los antecedentes y trabajos anteriores relacionados con el tópico de investigación.

1.1 Hipótesis de trabajo

La interacción de tres placas tectónicas mayores y una serie de bloques tectónicos menores ha llevado a que en Colombia y zonas adyacentes (i.e., esquina NW de Suramérica) se presente una situación geotectónica muy compleja con una variedad de interrogantes aún por ser abordados y resueltos. Quizás uno de los rasgos más sobresalientes en la tectónica de Colombia es la coexistencia de dos sistemas de subducción activos con geometría y geodinámica altamente contrastantes. En la región occidental, la litósfera oceánica de Nazca está subduciendo por debajo del continente suramericano con un ángulo de inclinación entre 30° y 40° (Vargas y Mann, 2013), asociada a la presencia de un arco volcánico activo. En la región norte, la placa Caribe subduce por debajo del noroccidente de Suramérica con un ángulo plano, entre 20° y 30°, y ausencia de volcanismo (Pennington, 1981; Vargas y Mann, 2013). La zona de transición entre estos dos dominios corresponde a un desgarre de escala litosférica, denominado Caldas Tear por Vargas y Mann (2013), el cual se localiza en 5.5°N aproximadamente y se extiende por cerca de 240 km con rumbo general oriente -

occidente. De acuerdo con este contexto, esta investigación parte de la hipótesis de que el comportamiento sismotectónico y la estructura termal de la litósfera por debajo de la zona de estudio son altamente contrastantes al norte y al sur del Caldas Tear, y que sus características y peculiaridades son correlacionables con procesos de subducción de alto y bajo ángulo.

1.2 Objetivos

1.2.1 General

Describir e interpretar el comportamiento sismotectónico y la estructura termal de la litósfera por debajo de la Cordillera Oriental de Colombia con el fin de diferenciar patrones que se puedan asociar con procesos tectónicos de geodinámica contrastante: subducción de ángulo plano y subducción de ángulo normal.

1.2.2 Específicos:

Determinar la presencia de anomalías térmicas a nivel de la litósfera a partir de análisis tomográficos de V_p , V_s y V_p/V_s .

Calcular la deformación sismotectónica en el área de estudio a partir de la sismicidad registrada en la zona y vectores de desplazamiento de GPS.

Deducir el nivel de tectónica activa a partir del cálculo de índices morfotectónicos, tales como integral hipsométrica, factor de asimetría de las cuencas de drenaje y sinuosidad del frente montañoso.

Estimar la relación frecuencia - magnitud de terremotos (parámetro b) y su variación espacial a lo largo de la zona de estudio.

Integrar todos los datos para hacer una interpretación regional de la geodinámica, comportamiento sismotectónico y estructura termal de la zona de estudio.

1.3 Localización y marco tectónico de la zona de estudio

El La zona de estudio de esta investigación hace parte de la esquina noroccidental de Suramérica, entre las coordenadas 3° a 7° N y 71.5° a 75° W, y abarca el sector norte de

la Cordillera Oriental de Colombia, el extremo sur del Valle Inferior del Magdalena y el sector nororiental del piedemonte llanero (Figura 1-1).

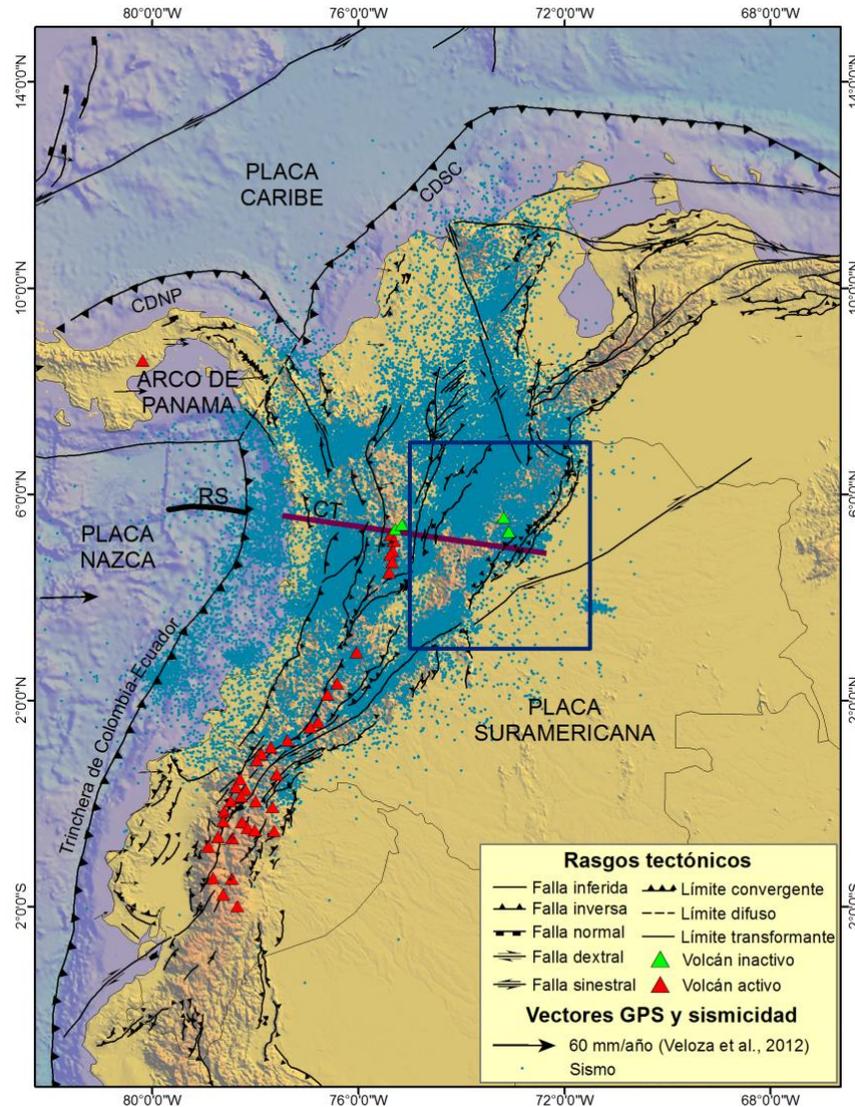


Figura 1-1: Localización de la zona de estudio (recuadro azul) en la esquina noroccidental de Suramérica, donde se resaltan los rasgos tectónicos regionales. También se muestra la sismicidad instrumental registrada por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) en el período 1993-2015. CT: Caldas Tear (Vargas y Mann, 2013); RS: Sandra ridge; CDNP: Cinturón Deformado del Norte de Panamá; CDSC: Cinturón Deformado del Sur del Caribe

El contexto tectónico de esta región es muy complejo como consecuencia directa de la colisión de tres placas tectónicas mayores y varios bloques menores (Figura 1-1). Debido a esto coexisten procesos de fallamiento transcurrente, compresión, cabalgamiento, flexura

litosférica a diferentes escalas y subducción de ángulo plano a normal (Taboada et al., 2000; Vargas y Mann, 2013) En este escenario, la losa oceánica de Nazca está subduciendo por debajo de la placa Suramericana a una velocidad promedio de 54 mm/año (Trenkamp et al. 2002) y con un ángulo entre 30° y 40° (Vargas y Mann, 2013).

En lo que respecta a la placa Caribe, algunos autores afirman que está subduciendo por debajo de Suramérica con un ángulo muy bajo (e.g. Taboada et al. 2000; Vargas y Mann, 2013), mientras que otros autores proponen un sobrecabalgamiento forzado (obducción) para describir la convergencia entre estas dos placas (e.g. Cediél et al. 2003). Recientemente, Vargas y Mann (2013) sugieren la presencia de subducción de bajo ángulo del Caribe con respecto al noroccidente de Suramérica y la existencia de una zona de rasgadura litosférica, denominada Caldas Tear, donde el Arco de Panamá colisiona contra el noroccidente de Colombia. El Caldas Tear se extiende por aproximadamente 240 km con rumbo general oriente-occidente (Figura 1), y separa una zona de subducción de ángulo bajo (20°-30°) en el área de Colombia adyacente a Panamá y el Mar Caribe (Panama Indenter), de una zona de subducción de ángulo más empinado (30°-40°) localizada al oriente del Océano Pacífico (Nazca-Suramérica), asociada a un cinturón de volcanismo activo con orientación norte-sur (Vargas y Mann, 2013).

Por otro lado, datos de Sistemas de Posicionamiento Global (GPS) provenientes del proyecto CASA GPS soportan una subducción rápida de la placa de Nazca a lo largo de la trinchera Colombia-Ecuador, con una tasa de convergencia de 54-58±2 mm/año (Trenkamp et al. 2002). También se evidencia una marcada disminución en las velocidades consistente con la colisión actual del Arco de Panamá con el noroccidente de Suramérica a una tasa promedio de 25 mm/año, una convergencia oblicua con tendencia oriente-suroriente de 20±2 mm/año entre las placas Caribe y Suramericana, y una convergencia de 7±2 mm/año en dirección suroccidente entre el Caribe y el Arco de Panamá (Trenkamp et al., 2002). Por su parte, el Bloque Norandino se está moviendo al nororiente con respecto a Suramérica a una velocidad de 6±2 mm/año (Trenkamp et al., 2002).

Pennington (1981) basado en la distribución de la sismicidad instrumental en Colombia definió tres segmentos: Bucaramanga, Cauca y Ecuador, con el fin de precisar la geometría y límites de las losas litosféricas. Este autor relaciona el segmento

Bucaramanga con la placa Caribe, y los segmentos Cauca y Ecuador con la placa de Nazca. En este modelo, el contacto entre las losas del Caribe y Nazca correspondería a la denominada Caldas Tear propuesta por Vargas y Mann (2013). Adicionalmente, un importante nido sísmico (Nido de Bucaramanga) se localiza a ~160 km de profundidad por debajo del norte de los Andes, cuya interpretación tectónica no ha alcanzado un consenso entre los expertos: Van der Hilst y Mann (1994) definieron este nido como la zona de contacto entre las losas en subducción de Nazca y Caribe; Taboada et al. (2000) como una zona de solapamiento entre estas dos losas; Corredor (2003) como la terminación sur de la placa Caribe; y Cortés y Angelier (2005) como el resultado de una flexión extrema de la losa Caribe.

En cuanto a la fase principal de levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia, se considera que ocurrió después del Mioceno medio (Van der Hammen, 1958; Cooper et al., 1995), mediante la reactivación e inversión tectónica de fallas normales de antiguas cuencas extensionales del Jurásico superior y Cretácico inferior (Colletta et al., 1990; Cooper et al., 1995; Mora et al., 2006). Adicionalmente, se han realizado estudios de termocronología durante los últimos años en distintas localidades de la Cordillera Oriental, donde se registran datos de exhumación desde el Eoceno temprano. Asimismo, se han obtenido datos asociados al crecimiento lateral (en dirección oeste-este) de la cordillera desde el Oligoceno temprano (hace 33 millones de años), y a su exhumación hace 3-4 millones de años (Cuervo et al., 2015). Recientemente, Mora-Páez et al. (2016) proponen que la Cordillera Oriental requirió entre 20 y 40 millones de años de acortamiento a una tasa de 4 mm/año para alcanzar su configuración actual, y que los datos actuales de GPS son inconsistentes con la inferencia (basada en observaciones paleobotánicas) de que la cordillera se elevó entre 1500 y 2000 m en los últimos 3-6 millones de años.

1.4 Antecedentes

Taboada et al. (2000), basados en análisis de distribución de sismicidad, microtectónica, mecanismos focales y tomografía sísmica, proponen la existencia de una zona de cizalla transformante de comportamiento lateral derecho alrededor de los 5.2°N, con dirección general entre N30°E y N100°E. Además, sugieren que la sismicidad en el Nido de Bucaramanga, localizada a una profundidad de 150 km, puede corresponder a una zona de inflexión o de bisagra en la losa oceánica del Caribe.

Por otra parte, Durán et al. (2002) realizaron un estudio de tomografía anelástica a partir del modelamiento de amplitudes de ondas coda en un sector del piedemonte llanero (entre los departamentos de Meta y Cundinamarca), y determinaron que zonas con tectónica de piel gruesa se asocian con un aumento de la atenuación con la profundidad, mientras que zonas con tectónica de piel delgada responden a una disminución de la atenuación con la profundidad.

Vargas et al. (2003), mediante la inversión simultánea de parámetros hipocentrales y de un modelo 3D de velocidades de onda P (V_p), destacan la presencia de una franja de baja velocidad que recorre el occidente de Colombia y se interrumpe por zonas de alta velocidad hacia la latitud 4°N , así como la presencia de zonas de baja velocidad que siguen los ejes de las cordilleras Central y Oriental y cadenas de volcanes activos. También reportan la presencia de zonas de baja velocidad alrededor de 74°W y 7°N , y 74°W y 5°N , a profundidades de hasta 60 km; a partir de los 80 km y hasta los 160 km de profundidad estas zonas se fusionan para formar un cinturón de baja velocidad que llega hasta los 77.5°W .

Posteriormente, Vargas et al. (2007) por medio de la aplicación de la técnica de inversión tomográfica determinan que la estructura V_p sugiere la existencia de zonas de baja velocidad que subyacen en las regiones volcánicas. Un área de alta velocidad en el sector $77^\circ\text{W} - 4^\circ\text{N}$ interrumpe las zonas de baja velocidad (rocas parcialmente fundidas) y parece responder a la presencia de una estructura anticlinal relacionada con el manto superior. Esta región de contrastes de velocidad marca el límite entre una subducción más inclinada hacia el norte con respecto al sector sur, como respuesta al acople de la placa Caribe y el Bloque Panamá-Chocó en el sector norte, donde se sobrelapa con la placa Nazca.

Londoño et al. (2010) realizaron una tomografía sísmica 3D en los alrededores de Cúcuta, usando arribos de ondas P y S de sismos locales y regionales. Los mencionados autores definieron una zona de anomalía positiva V_p , en dirección E-W, entre 80 y 140 km de profundidad, la cual se profundiza hacia el W, relacionada con el plano de subducción de la placa Caribe. Sugieren además 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 160 km. Otra zona de anomalía positiva de V_p , al S, entre 20 y 50 km de profundidad, parece corresponder al trazo en profundidad (20-30 km) de la

Falla Bucaramanga, que en este sector es sísmicamente activa. También encontraron una zona de anomalía negativa de velocidad (0-30 km) que empieza al oeste de Cúcuta y se extiende hacia el occidente; esta zona podría estar asociada con la parte oriental de la Falla de Boconó, y con los límites del Macizo de Santander. Finalmente, sugieren que la placa Caribe presenta un plano de subducción arqueado, en forma de herradura, subduciendo hacia el sur, con un ángulo entre 40° y 45°.

Bedoya-González et al. (2014), a partir de modelos de atenuación de ondas coda para una zona del piedemonte llanero colombiano, entre 3° a 5°N y 73° a 75°W, interpretan que las mayores atenuaciones del área de estudio se presentan hacia el sector occidental de la zona, correspondiente al centro de la Cordillera Oriental. La alta deformación tectónica relacionada a la orogenia Andina es asociable a dicho patrón de distribución de atenuación. También afirman que el carácter lístrico de las fallas del piedemonte como las fallas Guaicáramo y Servitá, su convergencia hacia el centro de la Cordillera Oriental, y la raíz cortical de esta, son coherentes con las altas atenuaciones observadas. Por otro lado, sugieren que las anomalías geotérmicas constituyen uno de los factores de control de las atenuaciones sísmicas, situación que se pone en evidencia hacia la parte de 73.5°W - 4.5°N, en donde las altas atenuaciones coinciden con altos valores térmicos influenciados por el desgarre litosférico y/o las expresiones en superficie del magmatismo producto de la subducción.

Recientemente, Muñoz-Burbano et al. (2015), a partir de un modelo de inversión de Vp 3D, determinan que en el área de estudio (3°N a 5°N y 73°W a 75°W) 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. En contraste, 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, quizás debido a la estabilidad sismológica que se presenta en el cratón. Adicionalmente, en este trabajo 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, desde un medio de baja densidad representado por paquetes de rocas sedimentarias espesas que cubren el lapso Neoproterozoico tardío- Cretáceo en superficie, hasta rocas del basamento ígneo-metamórfico correspondientes al basamento Mesoproterozoico Andino a mayor

profundidad. Por otro lado, hacia los 10 km de profundidad se presenta una zona de bajas velocidades (4.4°N-74.4°W) que puede estar relacionada con una zona de gradiente geotérmico alto.

2. Metodología general

La descripción de los datos y métodos utilizados en este estudio se presenta a continuación, y se subdivide de acuerdo con los tres núcleos principales abordados en esta investigación: tomografía sísmica local, sismotectónica y parámetro b , y morfotectónica activa.

2.1 Tomografía Sísmica Local

Para la inversión tomográfica se utilizaron tiempos de arribo de ondas P y S de sismos localizados en el área de estudio. Los eventos fueron localizados y procesados por dos redes sismológicas (Figura 2-1): 1) la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) quien proporcionó un catálogo de datos para el periodo comprendido entre Junio de 1993 y Julio de 2016 registrados por 34 de las 54 estaciones permanentes que posee esta red; y 2) la Red Sismológica de la Sabana de Bogotá (RSSB) con datos registrados en tres estaciones en el mes de Agosto de 2016. El conjunto de datos total empleado para la inversión corresponde a 113269 eventos, 453074 arribos de onda P y 396756 arribos de onda S.

La inversión fue llevada a cabo usando el código LOTOS (Local Tomography Software), el cual está diseñado para realizar una inversión simultánea de anomalías de velocidad P y S, y soluciones hipocentrales de las fuentes utilizadas (Koulakov, 2009). El procedimiento empieza con localizaciones preliminares de fuente por medio de un modelo de referencia 1D y el método de búsqueda por grilla.

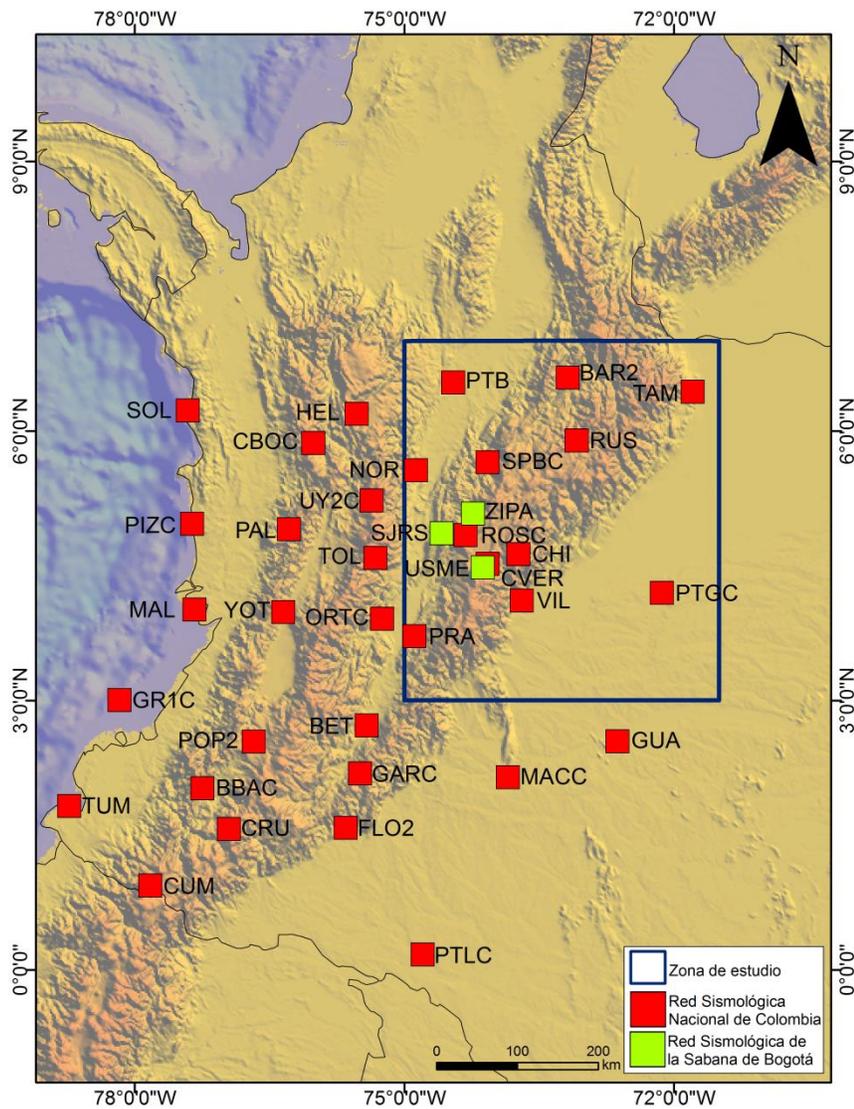


Figura 2-1: Localización de las estaciones de la Red Sismológica Nacional de Colombia y la Red Sismológica de la Sabana de Bogotá utilizadas en este estudio

El procedimiento iterativo de inversión contiene los pasos recurrentes de localización de fuentes en el modelo de velocidad 3D, el cálculo de matriz, y la inversión. La localización de la fuente usa el algoritmo de flexión en 3D para el trazado de rayos. El algoritmo contiene los siguientes pasos generales:

- Optimización simultánea para el mejor modelo de velocidad 1D y localización preliminar de fuentes.
- Localización de fuentes en el modelo de velocidad 3D.
- Inversión simultánea para los parámetros de fuente y modelo de velocidad usando varias grillas de parametrización.

Los pasos 2 y 3 se repiten en turno uno después del otro en varias iteraciones.

Las distribuciones 3D de las velocidades de onda P y S son parametrizadas por un conjunto de nodos distribuidos en el área de estudio de acuerdo con la densidad de los rayos. Entre los nodos, la velocidad es continuamente aproximada usando la interpolación tri-lineal. En este caso, la red o grilla se construyó a manera de matriz X-Y de 15 x 15, con un espaciamiento de 20 x 20 km² para profundidades de 30, 60, 90, 120 y 150 km. Una ponderación de fase es aplicada con base en una precisión promedio estimada de arribo de 0.1s para ondas P y 0.2s para ondas S. Las grillas son construidas en la primera iteración; después las anomalías de velocidad son actualizadas para los mismos nodos. La inversión fue ejecutada usando el método LSQR, y se hicieron inversiones simultáneas para las anomalías de velocidad de P y S, y correcciones de fuente (coordenadas y tiempos de origen). Se fijó el número total de iteraciones en 5 y se controló la calidad de las inversiones ajustando los pesos de las matrices de regularización y los términos de las fuentes. El modelo de velocidad 1D de referencia usado se presenta en la Tabla 2-1. Con el fin de probar la estabilidad del algoritmo utilizado, se analizó la reducción de varianzas reportadas después de terminado todo el proceso. Como se observa en la Tabla 2-2 después de la iteración cinco, se obtuvo una reducción de varianzas de 43.8% en ondas P y 42.2% para ondas S, lo que indica la eficiencia del método y por lo tanto resultados confiables.

Tabla 2-1 Modelo de velocidad 1D de referencia utilizado en este estudio. La velocidad de la onda S es derivada usando la relación $V_p/V_s=1.7$

PROFUNDIDAD (km)	VELOCIDAD DE ONDA P (km/s)
-5	6,0
15	6,7
40	7,8
120	8,0
1000	11,4

Tabla 2-2 Reducciones de varianza de los residuales obtenidos después de la inversión de los datos

ITERACIÓN	ONDA P	REDUCCIÓN (%)	ONDA S	REDUCCIÓN (%)
1	0,7278032	0	1,00248	0
2	0,4872619	33,05033	0,6821593	31,95283
3	0,4362233	40,06302	0,6084147	39,30904
4	0,416389	42,78824	0,5872959	41,4157
5	0,4089184	43,8147	0,5795509	42,18829

2.2 Deformación sismotectónica y parámetro b

2.2.1 Cálculo de la deformación sismotectónica

La deformación sismotectónica describe la deformación producida por eventos sísmicos en una fuente sismogénica determinada (Mezcua et al., 1991). La magnitud de la velocidad media de deformación de un volumen fue definida por Kostrov (1975) y retomada por Kostrov y Das (1988), mediante la relación:

$$\bar{\varepsilon} = \frac{1}{2\mu\Delta V\Delta T} \sum_{K=1}^N M_{IJ}^K \quad (K = 1,2, \dots, N) \quad (\text{A})$$

Donde, M_{IJ}^K es el tensor de momento sísmico ocurrido en un volumen ΔV y un lapso de tiempo ΔT , μ es el módulo de rigidez, el cual varía su valor dependiendo si en la región

se presentan sismos superficiales, intermedios o profundos. Según Aki y Richards (1980), las componentes del tensor de momento sísmico se definen a partir de los ángulos ϕ , δ , λ , que representan rumbo, buzamiento y deslizamiento del plano de falla, respectivamente. En forma de coordenadas cartesianas, dichas componentes se expresan de la siguiente manera:

$$\begin{aligned}
 M_{xx} &= -M_0(\text{sen}\delta \cos\lambda \text{sen}2\varphi + \text{sen}2\delta \text{sen}\lambda \text{sen}^2\varphi), \\
 M_{xy} &= M_0\left(\text{sen}\delta \cos\lambda \cos2\varphi + \frac{1}{2}\text{sen}2\delta \text{sen}\lambda \text{sen}2\varphi\right) = M_{yx}, \\
 M_{xz} &= -M_0(\cos\delta \cos\lambda \cos\varphi + \cos2\delta \text{sen}\lambda \text{sen}\varphi) = M_{zx}, \\
 M_{yy} &= M_0(\text{sen}\delta \cos\lambda \text{sen}2\varphi - \text{sen}2\delta \text{sen}\lambda \cos^2\varphi), \\
 M_{yz} &= -M_0(\cos\delta \cos\lambda \text{sen}\varphi - \cos2\delta \text{sen}\lambda \cos\varphi) = M_{zy}, \\
 M_{zz} &= M_0\text{sen}2\delta\text{sen}\lambda
 \end{aligned} \tag{B}$$

Teniendo M_0 como el momento sísmico escalar, dado por:

$$M_0 = \mu A \bar{u}$$

El cálculo de las componentes de la deformación sismotectónica en la zona de estudio, usando las ecuaciones anteriores, se llevó a cabo a partir de los mecanismos focales reportados por el catálogo del ISC (International Seismological Centre; <http://www.isc.ac.uk/>). Para completar el análisis, los resultados de deformación sismotectónica obtenidos en este estudio se compararon con los vectores de desplazamiento GPS reportados para la zona por los proyectos GEORED (operado por el Servicio Geológico Colombiano) y CASA (Central and South America GPS Project).

2.2.2 Estimación de la relación frecuencia - magnitud de terremotos (parámetro b)

Para la estimación del parámetro b se implementó la fórmula de la Ley de Gutenberg – Richter, la cual cuantifica la relación entre la frecuencia y la magnitud de la actividad sísmica en una región mediante la siguiente expresión matemática:

$$\log_{10} N = a - bM$$

Donde, N representa la recurrencia sísmica anual de magnitud mayor o igual a M , a es el número de sismos, el parámetro b es la pendiente de la relación, y representa la proporción entre el número de sismos grandes y pequeños en la zona. Este valor puede ser calculado por medio de ajustes de mínimos cuadrados o a partir del método de máxima verosimilitud. La constante b se relaciona con las características físicas de cada región sísmica de forma tal que valores altos implican el predominio de terremotos de magnitud pequeña y, por lo tanto, la región presenta poca resistencia a deformarse; valores bajos de b implican terremotos de magnitud mayor, indicando así una mayor resistencia a la deformación.

En este trabajo se utilizó el programa ZMAP desarrollado por Wiemer (2001) para estimar la variación espacial de los valores del parámetro b a lo largo de la zona de estudio en cinco rangos de profundidad: 0-30 km, 30-60 km, 60-90 km, 90-120 km, y 120-150 km. Para calcular los valores de b en el programa ZMAP se requiere de una serie de parámetros, tales como las dimensiones de una grilla (x , y) del área de estudio, la magnitud mínima de completitud del catálogo, la dimensión del radio para el trazado de círculos, entre otros. Estos parámetros dependen principalmente de la densidad de datos disponible y de la distribución espacial de la sismicidad. El procedimiento parte de una base de datos sísmicos homogénea y con una magnitud de completitud definida; a continuación se crea un reticulado de celdas o mallas bordeando toda la región de estudio. A partir de cada nodo de celda se generan áreas de circunferencias con un radio de muestreo constante, el cual considera como origen el nodo de cada celda; el espaciamiento de la malla, y el volumen circular dependerán principalmente del número de sismos contenidos en el área de estudio. Es por eso que los parámetros de entrada deben ser bien definidos, para reducir los errores en el cálculo del valor de b . En este estudio, los cálculos fueron hechos en una grilla con una separación de nodo entre 0.05° y 0.1° (5.5 y 11 km aproximadamente), usando los 100 terremotos más cercanos a cada nodo, y un radio de volumen esférico no-constante debido a la alta variabilidad de la densidad de los datos. Por último, se genera un mapa del valor de b (para cada uno de los rangos de profundidad) en escala de colores a partir de una interpolación con el método *kriging*.

2.2.3 Morfotectónica activa

Para hacer una estimación regional del grado de actividad tectónica reciente en la zona de estudio, se llevó a cabo un análisis morfotectónico a través del cálculo de tres índices geomórficos: sinuosidad del frente montañoso, asimetría de la cuenca de drenaje, e integral hipsométrica (Tabla 2-3):

- **Sinuosidad del frente montañoso (SFM)**

Es la relación entre la longitud total del frente montañoso medido a lo largo del quiebre de pendiente del piedemonte (LPDM) y la longitud de la línea recta del frente de montaña (LFLR). Un frente de montaña recto es una indicación de actividad tectónica alta, mientras un frente sinuoso indica ambientes inactivos (Bull y Mc Fadden, 1977).

- **Asimetría de la cuenca de drenaje (ACD)**

Este índice es una forma de evaluar el basculamiento tectónico de una cuenca de drenaje transversal a la dirección del flujo, y relaciona el área de la cuenca a la derecha (mirando aguas abajo) de la corriente principal (A_d) y el área total de la cuenca (A_t) (Cox, 1994).

- **Integral hipsométrica (IH)**

La integral hipsométrica describe en una cuenca de drenaje la distribución de las elevaciones a través de un área de terreno (Strahler, 1957). Este índice ayuda a explicar la erosión que ha tomado lugar en la cuenca durante el tiempo geológico debido a procesos hidrológicos y factores de degradación del terreno.

Los datos topográficos de entrada para el análisis morfotectónico se obtuvieron a partir de modelos digitales de elevación de alta resolución (30 m) de la Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) de la NASA. Para hacer el cálculo de los tres índices morfotectónicos se utilizó el paquete TecDEM (Shahzad y Gloaguen, 2011a; Shahzad y Gloaguen, 2011b), el cual funciona en el programa MATLAB. TecDEM aplica análisis geomorfológicos tectónicos a modelos digitales de elevación (DEMs) a partir de esquemas de partición de drenajes, análisis de perfiles de corrientes y extracción de subcuencas.

Tabla 2-3 Índices morfotectónicos usados en este estudio para estimar el grado de actividad tectónica

Índice morfotectónico	Fórmula	Referencias	Valores e inferencias
Sinuosidad del frente montañoso (SFM)	$SFM = LPDM/LFLR$	Bull y Mc Fadden (1977)	SFM = 1.0 - 1.4, altamente activo, SFM = 1.5 - 3.0, moderadamente activo, SFM > 3.0, inactivo
Asimetría de la cuenca de drenaje (ACD)	$ACD = 100(A_d/A_t)$	Cox (1994)	ACD > 50, sugiere basculamiento
Curva e Integral hipsométrica (IH)	$HI = \text{mean-min}/\text{max-min}$	Strahler (1957)	(0 - 0.3) indica estado antiguo de la cuenca (0.3 - 0.45) indica estado maduro de la cuenca (0.45 - 0.58) indica estado juvenil de la cuenca

3.Resultados

En esta sección se presentan los principales resultados obtenidos en esta investigación, los cuales se subdividen en las tres temáticas generales abordadas en este estudio: tomografía sísmica local, deformación sismotectónica y parámetro b , y morfotectónica activa.

3.1 Tomografía sísmica local

A partir del análisis de los datos, se obtuvieron imágenes tomográficas de velocidad de onda P, velocidad de onda S, y relación V_p/V_s en cinco profundidades diferentes: 30, 60, 90, 120 y 150 kilómetros. Debido a la complejidad del medio estudiado, parece que la convergencia numérica de la estimación, induce a ubicar las anomalías de baja velocidad principalmente bajo cada estación en vez de a lo largo de la trayectoria del rayo. La descripción de las anomalías de velocidad que se presenta a continuación se enfoca en la zona de estudio, no obstante que se obtuvieron resultados por fuera de esta, los cuales son importantes para determinar la continuidad de las observaciones por fuera del área objeto de análisis.

3.1.1 Anomalías de velocidad de onda P

En la sección de 30 km de profundidad (Figura 3-1) las anomalías de baja velocidad (negativas) predominan a lo largo de la zona de estudio. Las velocidades más bajas se observan hacia la parte central y más norte del área, las cuales se ven interrumpidas por una zona de anomalías de alta velocidad (positivas) con una tendencia NW-SE localizada por debajo del complejo volcánico Paipa - Iza. Zonas que exhiben anomalías intermedias de baja velocidad se presentan en los extremos suroccidental y suroriental del área de estudio, en la cuenca de Los Llanos Orientales.

Por su parte, en el sector occidental del área se observa un cinturón de anomalías de alta velocidad con algunas tendencias alargadas en sentido N-S. Los valores más altos se presentan en la esquina noroccidental y suroriental de la zona; otras anomalías de carácter puntual se identifican en $3.5^{\circ}\text{N} - 73^{\circ}\text{W}$ y $4^{\circ}\text{N} - 71.5^{\circ}\text{W}$ aproximadamente.

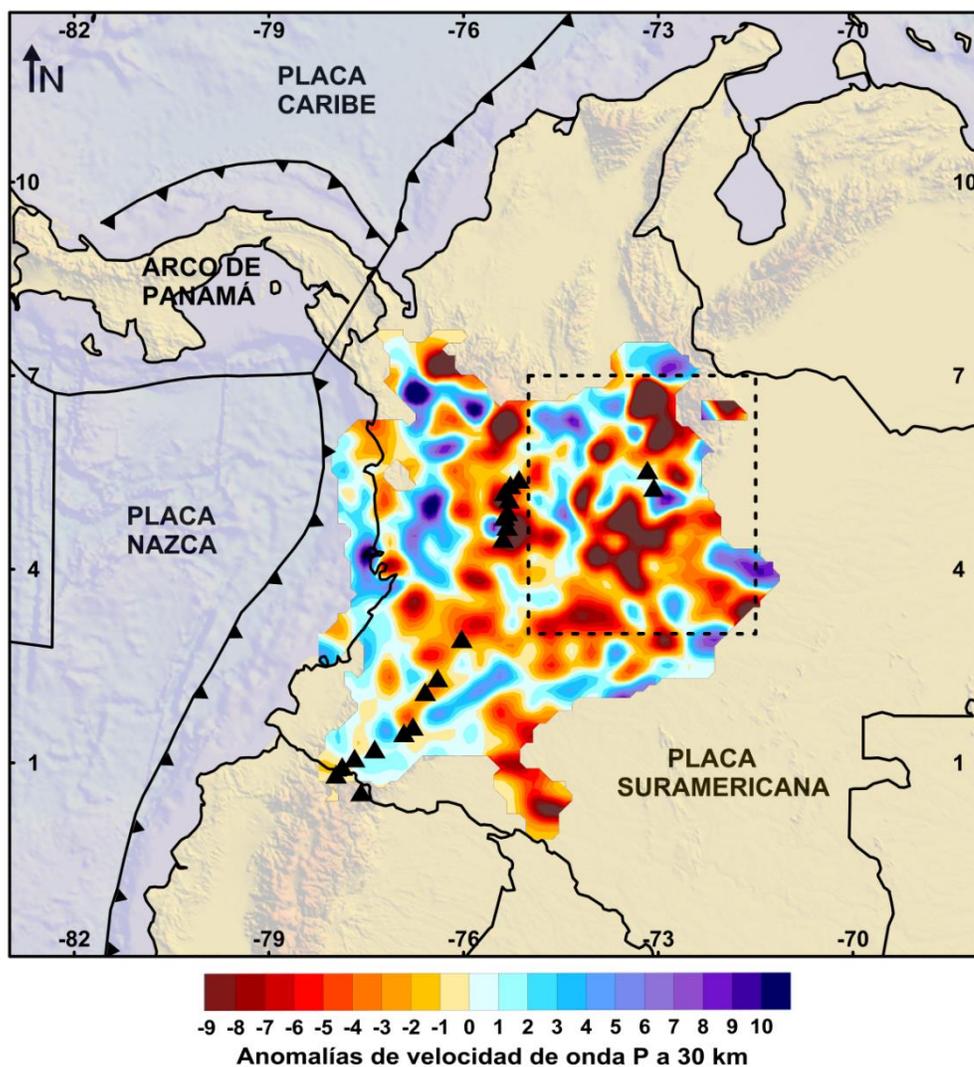


Figura 3-1: Anomalía de velocidad de onda P (%) a 30 km de profundidad. Los resultados están dados en términos de variación porcentual de velocidad (V_p) media de cada capa. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio

En la sección de 60 km de profundidad (Figura 3-2) el comportamiento de las anomalías exhibe un cambio notable, ya que la mayor parte de la zona está dominada por

anomalías de alta velocidad, principalmente el sector occidental. Las regiones con las anomalías más altas se observan en los sectores centro-norte y centro-sur.

La importante anomalía de baja velocidad en el centro de la zona de estudio que se observa a 30 km de profundidad, a los 60 km de profundidad se hace más angosta y adopta una tendencia general N-S. Por su parte, la anomalía de baja velocidad presente en la esquina suroriental de la zona a 30 km de profundidad se mantiene a 60 km. También es notable la observación de que el complejo volcánico Paipa – Iza se encuentra subyacente por una zona de anomalías de baja velocidad a 60 km de profundidad. Otras pequeñas zonas de bajas velocidades se identifican localmente en el occidente del área. Por último, alrededor de 5°N parece presentarse un truncamiento general de tanto las anomalías altas como las bajas, en una tendencia aproximada E-W.

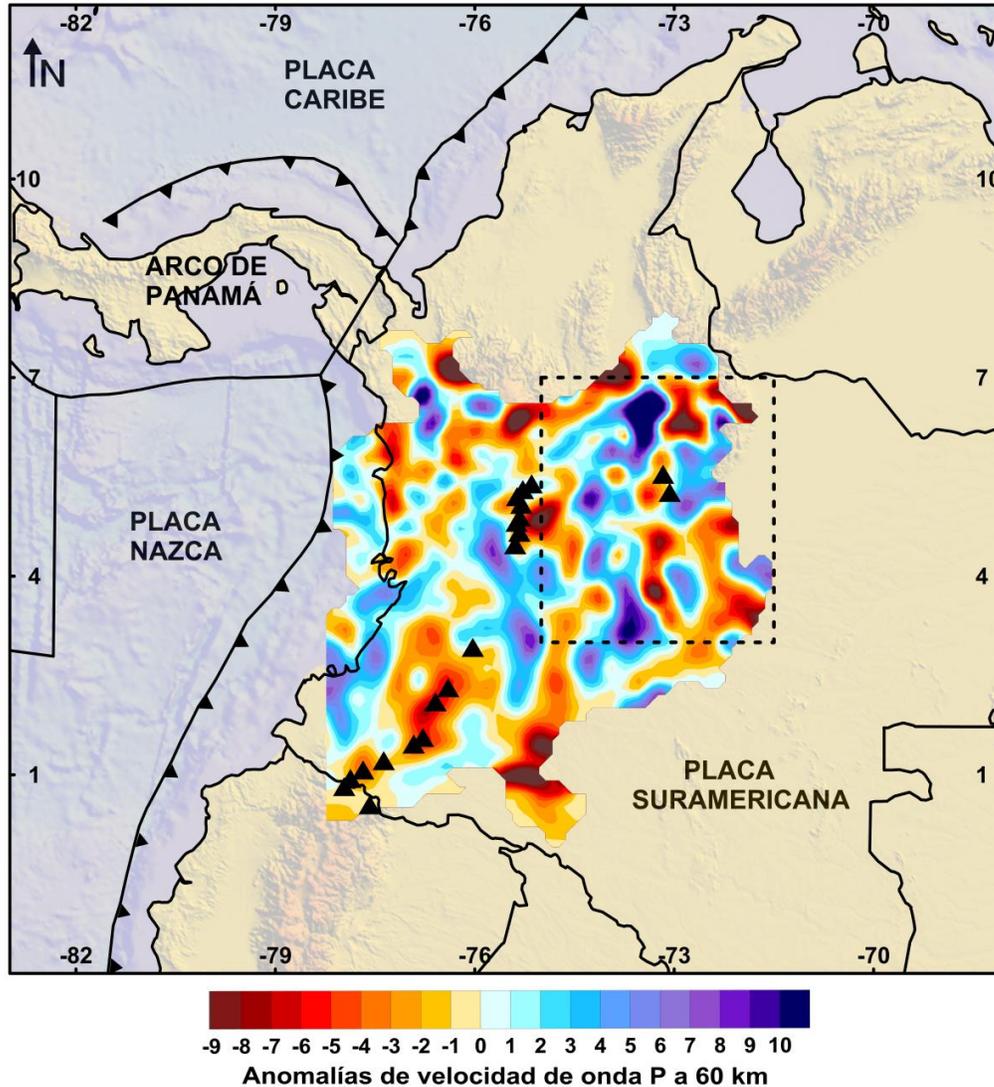


Figura 3-2: Anomalía de velocidad de onda P (%) a 60 km de profundidad. Los resultados están dados en términos de variación porcentual de velocidad (V_p) media de cada capa. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio

Anomalías de alta y muy alta velocidad con orientación general NE-SW predominan en la zona de estudio a 90 km de profundidad (Figura 3-3). Las zonas con los valores más altos de velocidad se identifican al occidente y norte del complejo volcánico Paipa - Iza. Las zonas de anomalías de baja velocidad se presentan de manera local al norte y occidente del área; una serie de anomalías de baja velocidad se observan rodeando una anomalía de alta velocidad en el sector suroriental, las cuales son identificadas también a 60 km de profundidad pero con una extensión mayor.

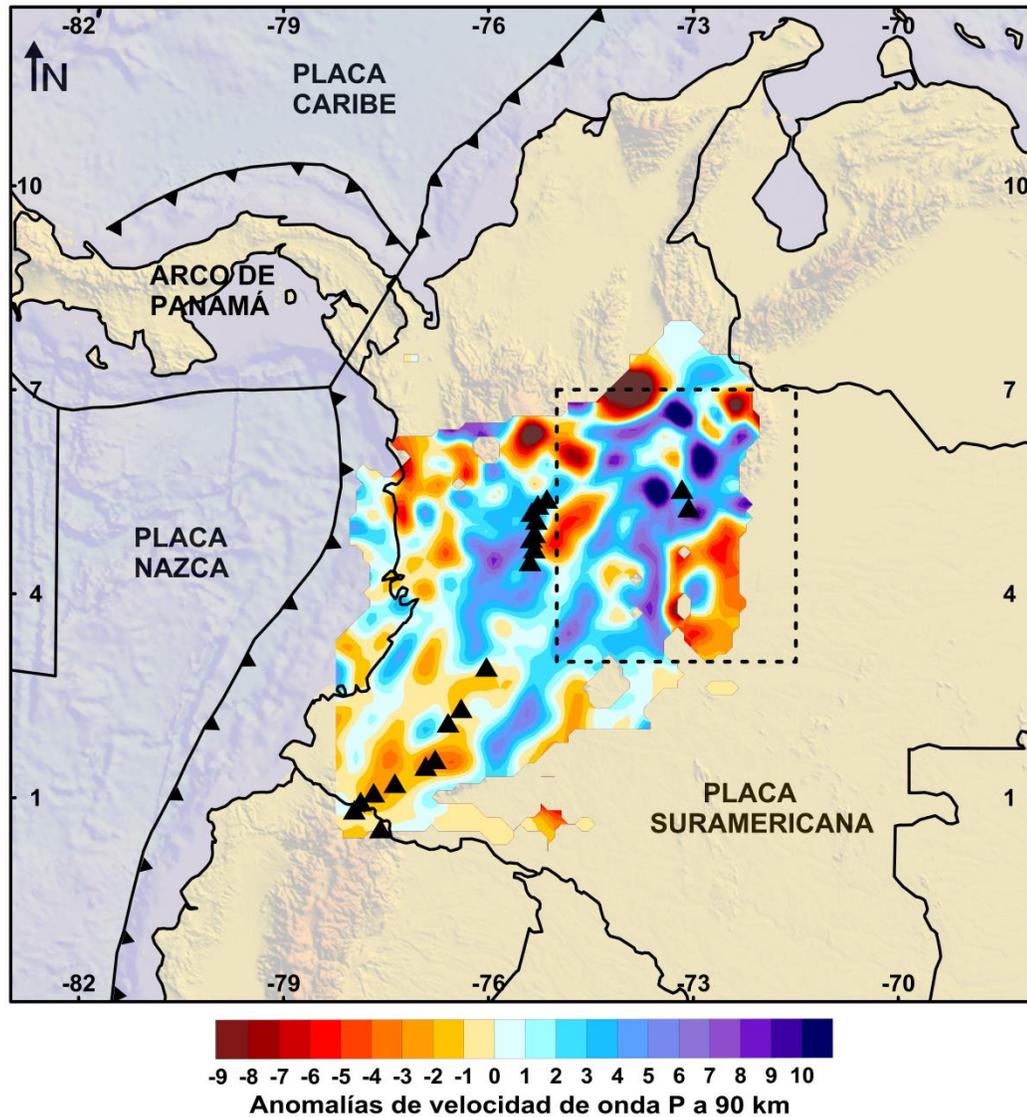


Figura 3-3: Anomalía de velocidad de onda P (%) a 90 km de profundidad. Los resultados están dados en términos de variación porcentual de velocidad (V_p) media de cada capa. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio

A 120 km de profundidad, debido a la disponibilidad más restringida de eventos sísmicos, una porción más grande de la zona no pudo ser iluminada (Figura 3-4). De manera general, el comportamiento de las anomalías es similar al de la sección de 90 km. Se observa que las anomalías de alta velocidad predominan hacia el centro y norte del área de estudio, mientras que algunas en el sector suroccidental hacen parte de cinturones de anomalías negativas regionales que se extienden hacia el sur de Colombia con una tendencia NE-SW. Una notable región de baja velocidad con tendencia N-S se observa

en la parte más oriental de la zona de estudio, mientras que otras adicionales se identifican localmente en los sectores noroccidental y norte.

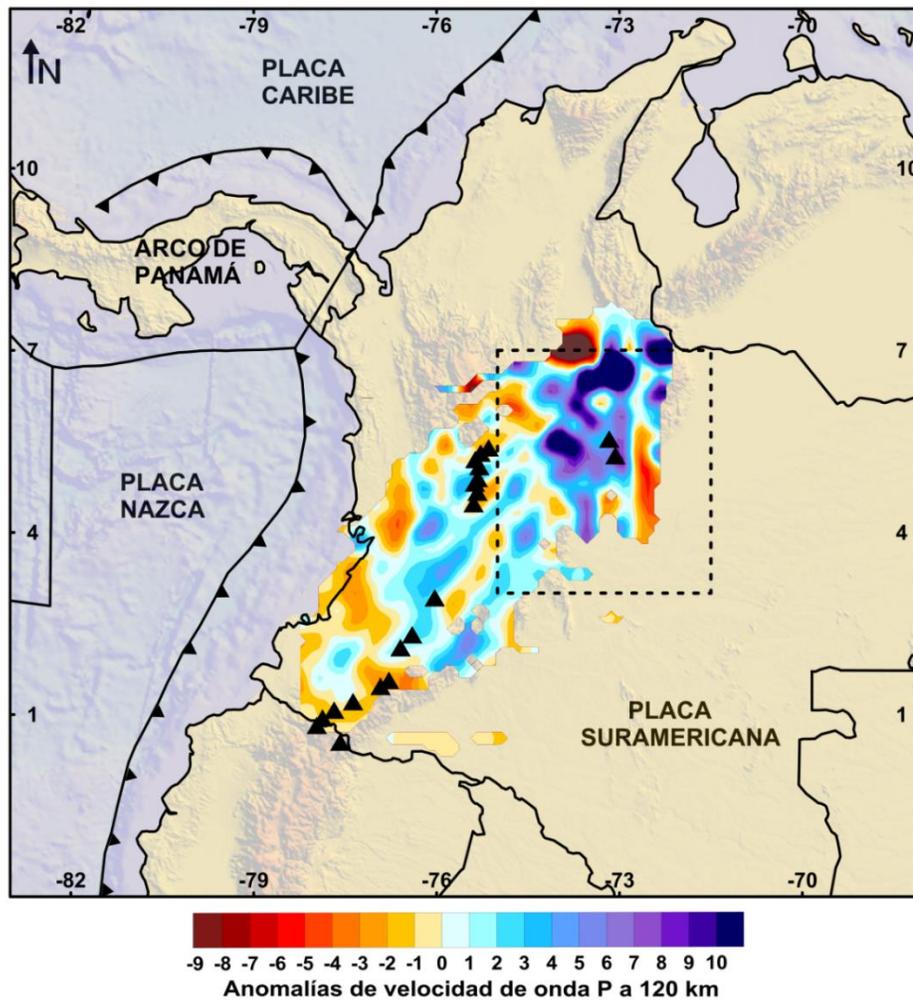


Figura 3-4: Anomalía de velocidad de onda P (%) a 120 km de profundidad. Los resultados están dados en términos de variación porcentual de velocidad (V_p) media de cada capa. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio

Un cambio notable se observa en la sección de 150 km de profundidad (Figura 3-5), donde la zona de anomalías de alta velocidad a 120 km es reemplazada por una zona de anomalías de baja velocidad. También, bajo el complejo volcánico Paipa – Iza se presenta una zona de transición entre anomalías positivas y negativas. En el occidente del área, se identifican anomalías de media a alta velocidad con dirección general NNE-SSW a ENE-WSW. Las velocidades más altas se presentan al nororiente y centro de la zona de estudio.

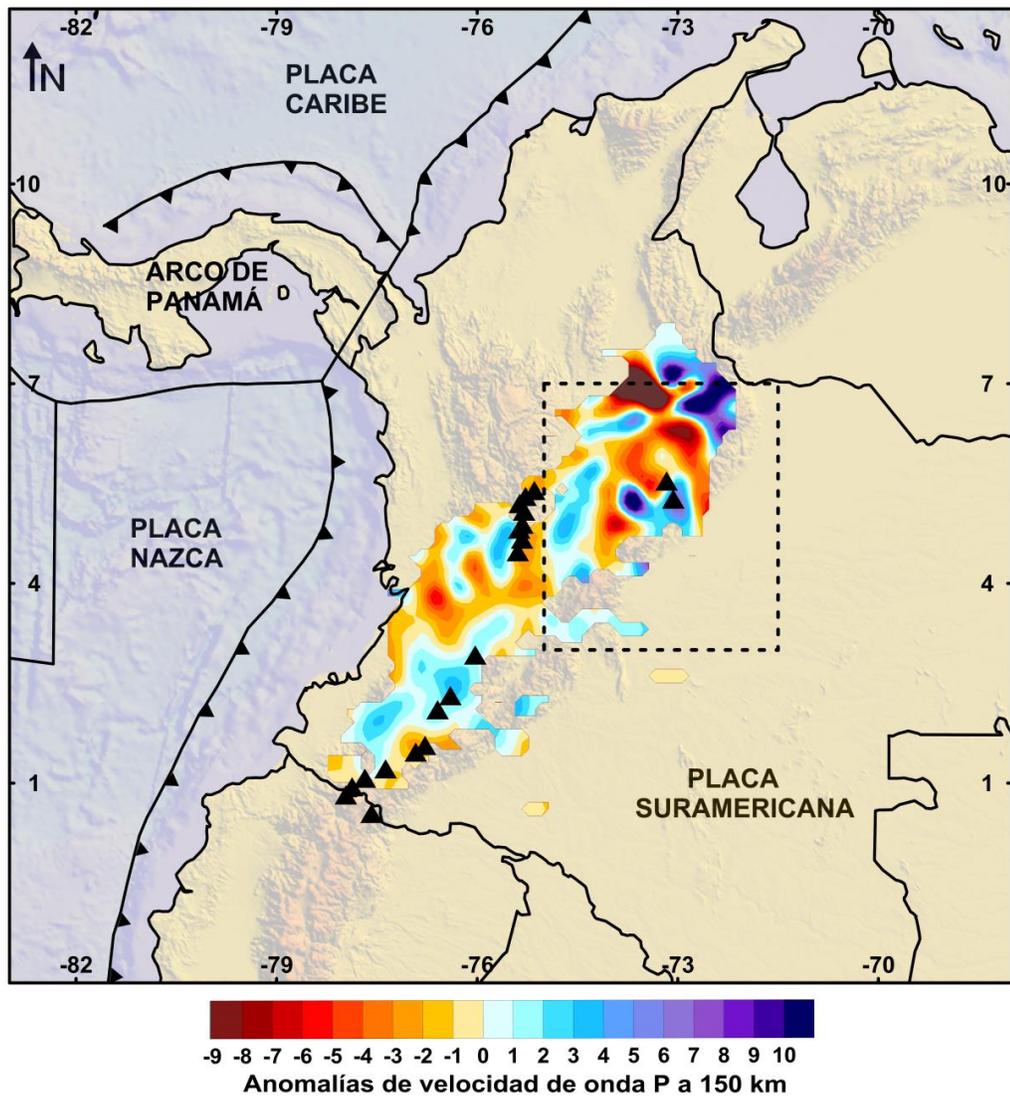


Figura 3-5: Anomalía de velocidad de onda P (%) a 150 km de profundidad. Los resultados están dados en términos de variación porcentual de velocidad (V_p) media de cada capa. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio

3.1.2 Anomalías de velocidad de onda S

En la sección corte más superficial, a 30 km de profundidad (Figura 3-6), se observa que la mayor parte de la zona de estudio está dominada por anomalías de velocidad bajas a muy bajas (negativas); solo en algunos sectores se identifican anomalías de velocidad medias o altas (positivas), tal es el caso de la anomalía con centro ubicado en

aproximadamente 4°N - 71.5°W , y otras relevantes al suroriente del complejo volcánico Paipa – Iza y noroccidente del área analizada.

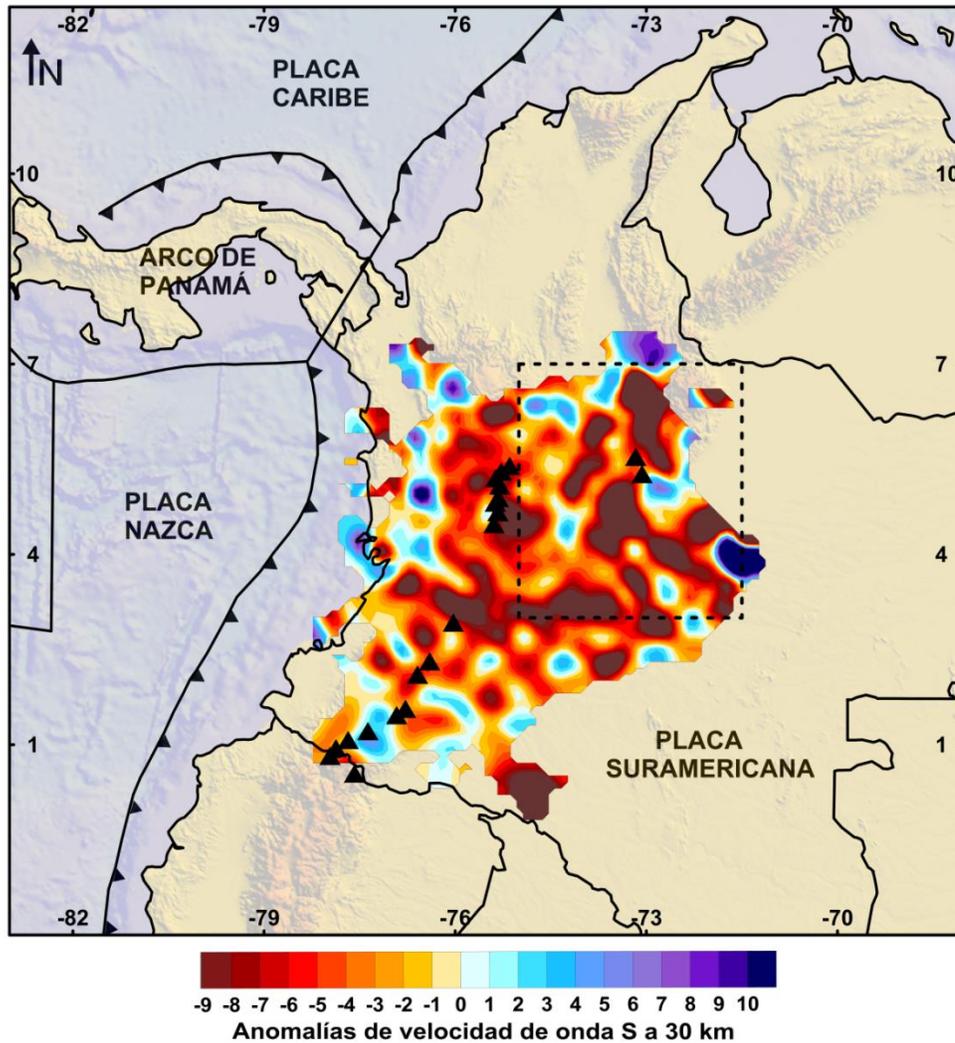


Figura 3-6: Anomalía de velocidad de onda S (%) a 30 km de profundidad. Los resultados de anomalía están dados en términos de variación porcentual de velocidad (V_s) media de cada capa. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio

A 60 km de profundidad (Figura 3-7) se observa una mezcla de anomalías de velocidad altas y bajas. Se observa una notable anomalía de velocidad alta a muy alta al norte del complejo volcánico Paipa - Iza, con centro aproximado en 6.5°N - 73.5°W ; otra importante anomalía positiva se identifica al oriente de este complejo volcánico. Por su parte, en el límite occidental de la zona de estudio predominan las anomalías de

velocidad bajas (negativas). Estas anomalías alcanzan su máximo valor en la esquina suroccidental del área, donde se asocia con una fuerte anomalía de velocidad positiva.

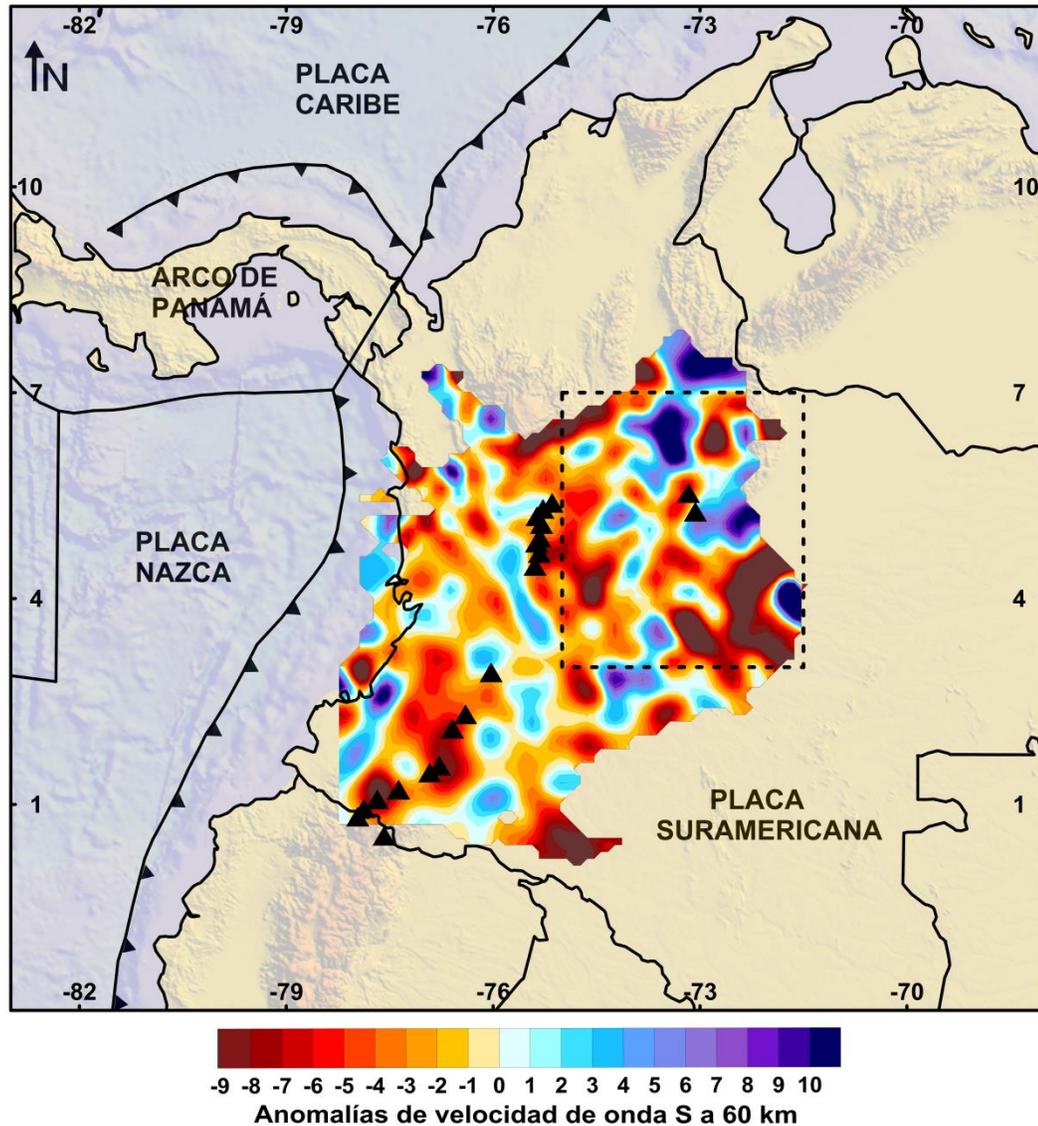


Figura 3-7: Anomalía de velocidad de onda S (%) a 60 km de profundidad. Los resultados de anomalía están dados en términos de variación porcentual de velocidad (V_s) media de cada capa. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio

En la sección de 90 km de profundidad, aparece una franja de alta velocidad, la cual se extiende a lo largo de la Cordillera Oriental (Figura 3-8). Esta anomalía positiva alcanza sus valores máximos por debajo del complejo volcánico Paipa - Iza, así como al norte y oriente de este. Estas zonas de alta velocidad persisten hacia el suroccidente del área de

estudio, pero son de menor intensidad. En contraste, las zonas de anomalías de velocidades bajas (negativas) se identifican al sur, suroriente y noroccidente.

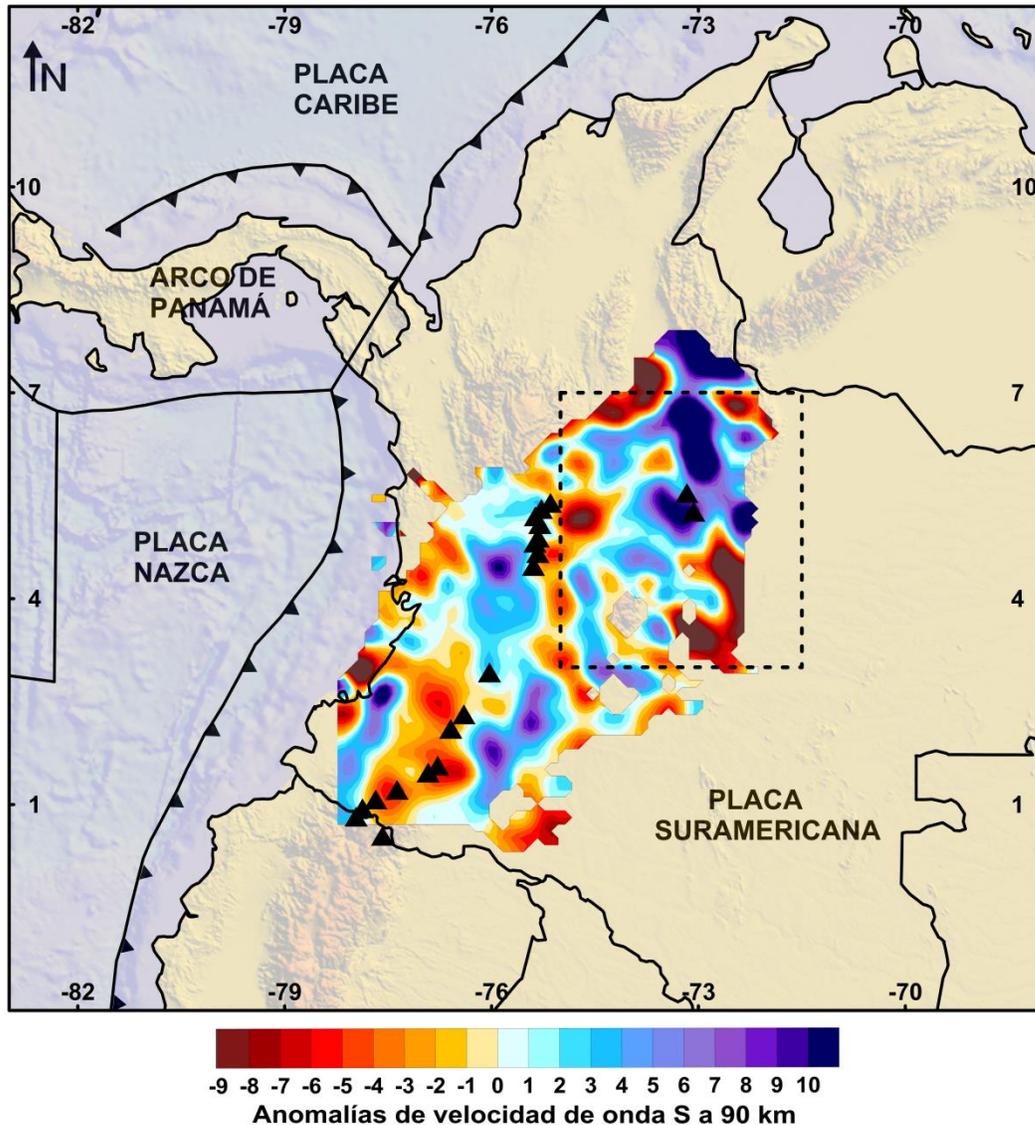


Figura 3-8: Anomalía de velocidad de onda S (%) a 90 km de profundidad. Los resultados de anomalía están dados en términos de variación porcentual de velocidad (V_s) media de cada capa. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio

A 120 km de profundidad (Figura 3-9) las anomalías de velocidad presentan un comportamiento similar a las de 90 km. Los cambios más notables se observan en la anomalía de baja velocidad del sector sur-suroriental que se extiende más hacia el norte, aproximadamente hasta 6°N. Por su parte, las anomalías de alta velocidad observadas

en el centro del área de estudio son más intensas que a 90 km de profundidad. Al norte, persisten fuertes anomalías de alta y baja velocidad.

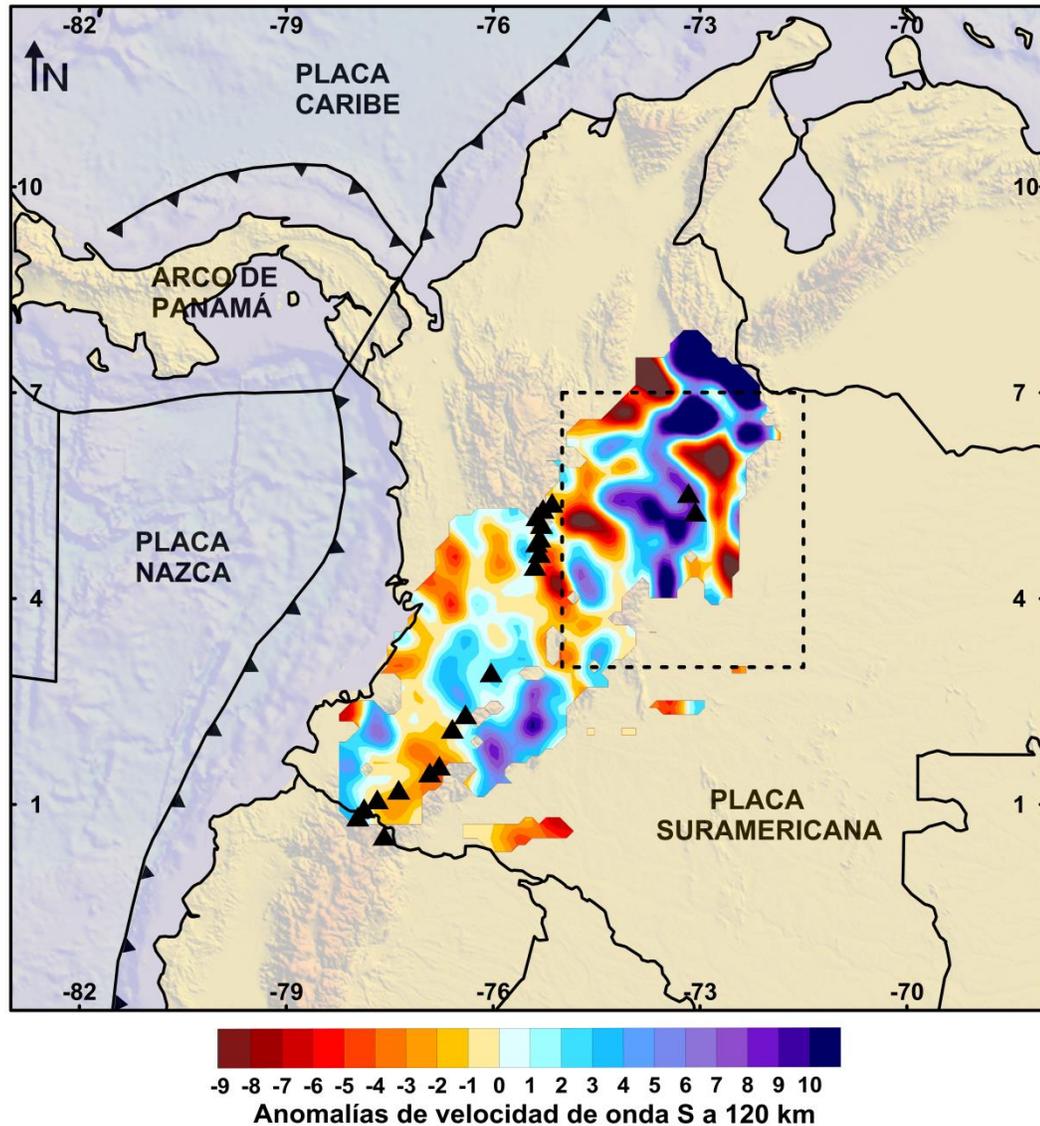


Figura 3-9: Anomalía de velocidad de onda S (%) a 120 km de profundidad. Los resultados de anomalía están dados en términos de variación porcentual de velocidad (V_s) media de cada capa. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio

A 150 km de profundidad solo se logró iluminar una parte de la zona de estudio, no obstante, en la Figura 3-10 es evidente la presencia de una serie de franjas con dirección NW-SE de anomalías de alta y baja velocidad.

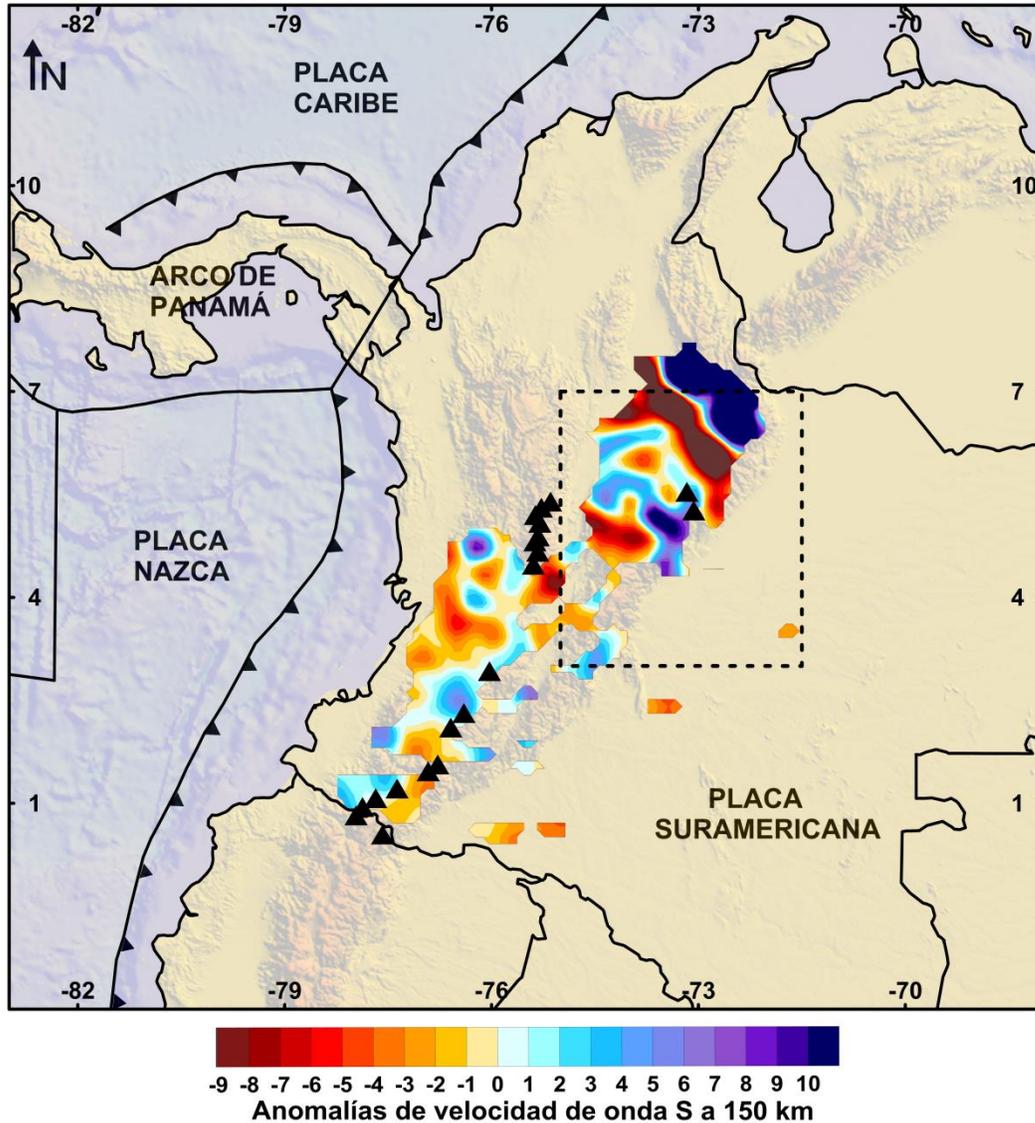


Figura 3-10: Anomalía de velocidad de onda S (%) a 150 km de profundidad. Los resultados de anomalía están dados en términos de variación porcentual de velocidad (V_s) media de cada capa. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio

3.1.3 Relación V_p/V_s

En lo que respecta a la relación V_p/V_s , a 30 km de profundidad (Figura 3-11) se observa una gran heterogeneidad a lo largo del área de estudio, y ningún patrón es evidente. Relaciones muy altas se presentan como parches aislados, principalmente en el centro y oriente de la zona. Relaciones medias a altas se identifican distribuidas a lo largo del área analizada, incluyendo el complejo volcánico Paipa – Iza y sectores adyacentes. El

sector más occidental de la zona está caracterizado por presentar proporciones intermedias a bajas.

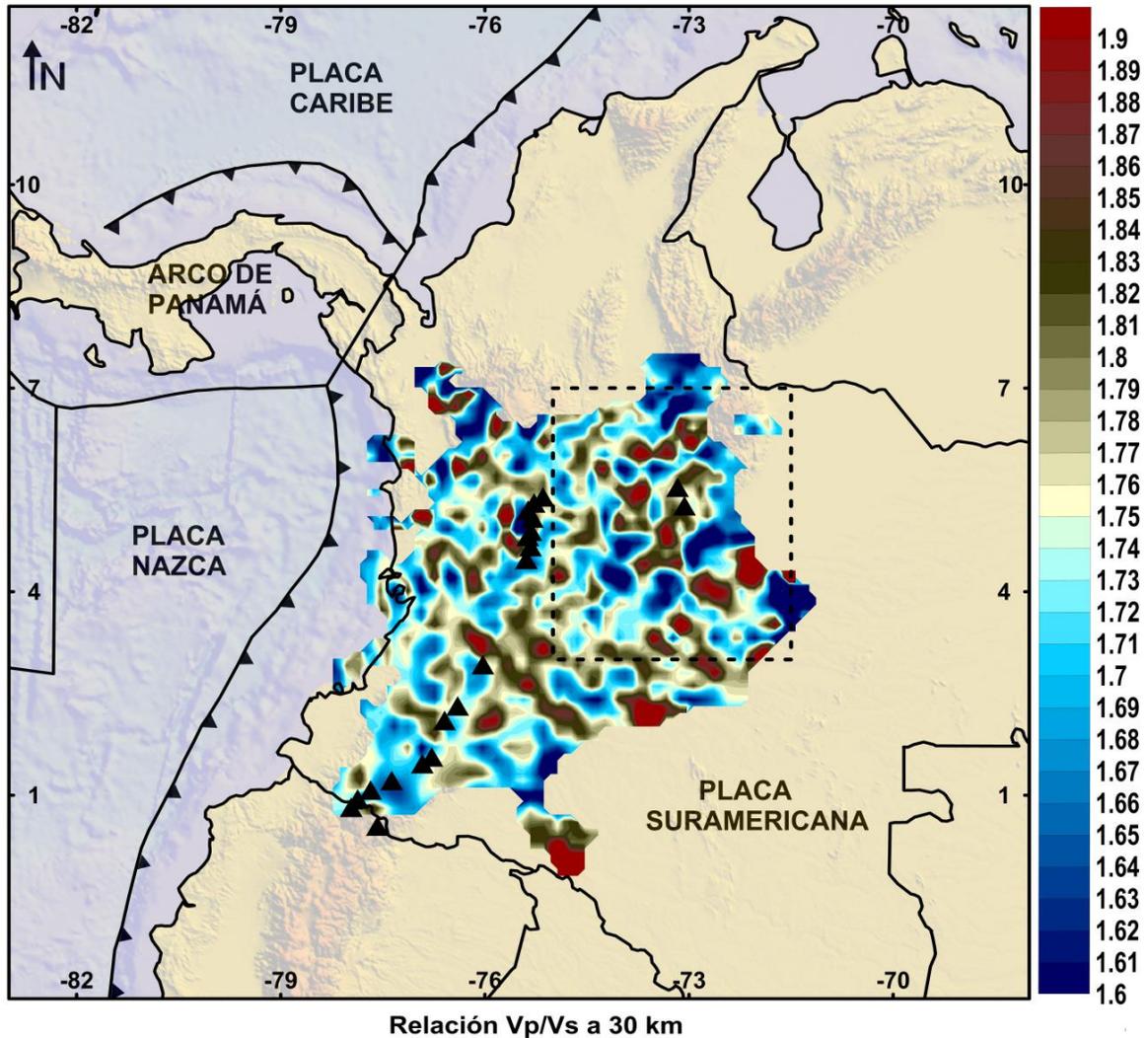


Figura 3-11: Relación Vp/Vs a 30 km de profundidad. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio

En la sección de 60 km de profundidad, relaciones Vp/Vs muy altas son visibles al sur de la zona de estudio (Figura 3-12). Relaciones medias a altas se presentan como parches principalmente al norte del área, mientras que las relaciones más bajas se identifican al norte y al oriente.

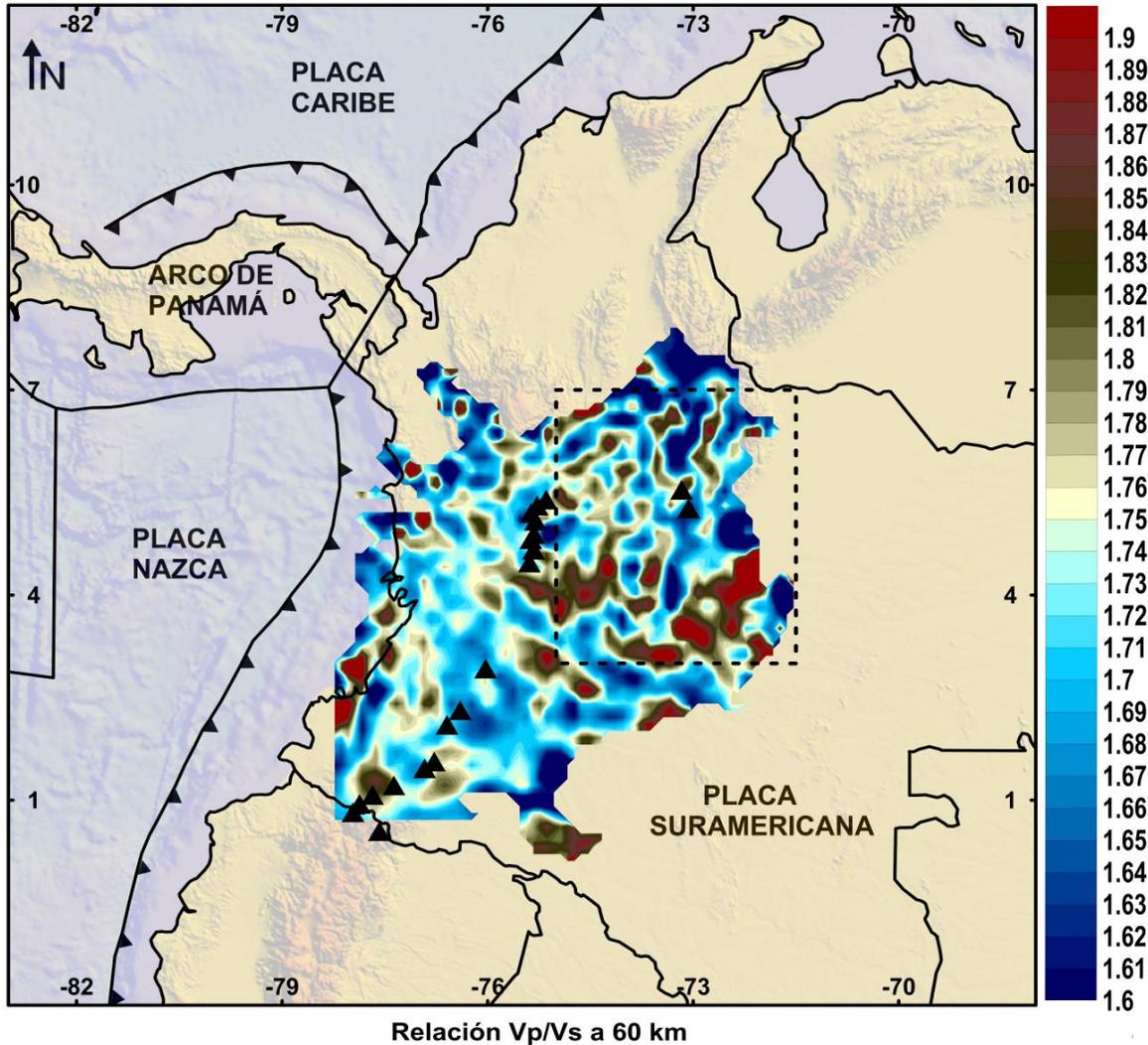


Figura 3-12: Relación V_p/V_s a 60 km de profundidad. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio

Una gran franja de relaciones V_p/V_s bajas con orientación aproximada N-S se observa en la Cordillera Oriental a 90 km de profundidad (Figura 3-13). En general, a esta profundidad, en la zona de estudio predominan las relaciones V_p/V_s medias a bajas, sin embargo, en aproximadamente $3.5^\circ\text{N} - 4.5^\circ\text{N}$ y $72.5^\circ\text{W} - 73^\circ\text{W}$ se identifica una relación media a alta.

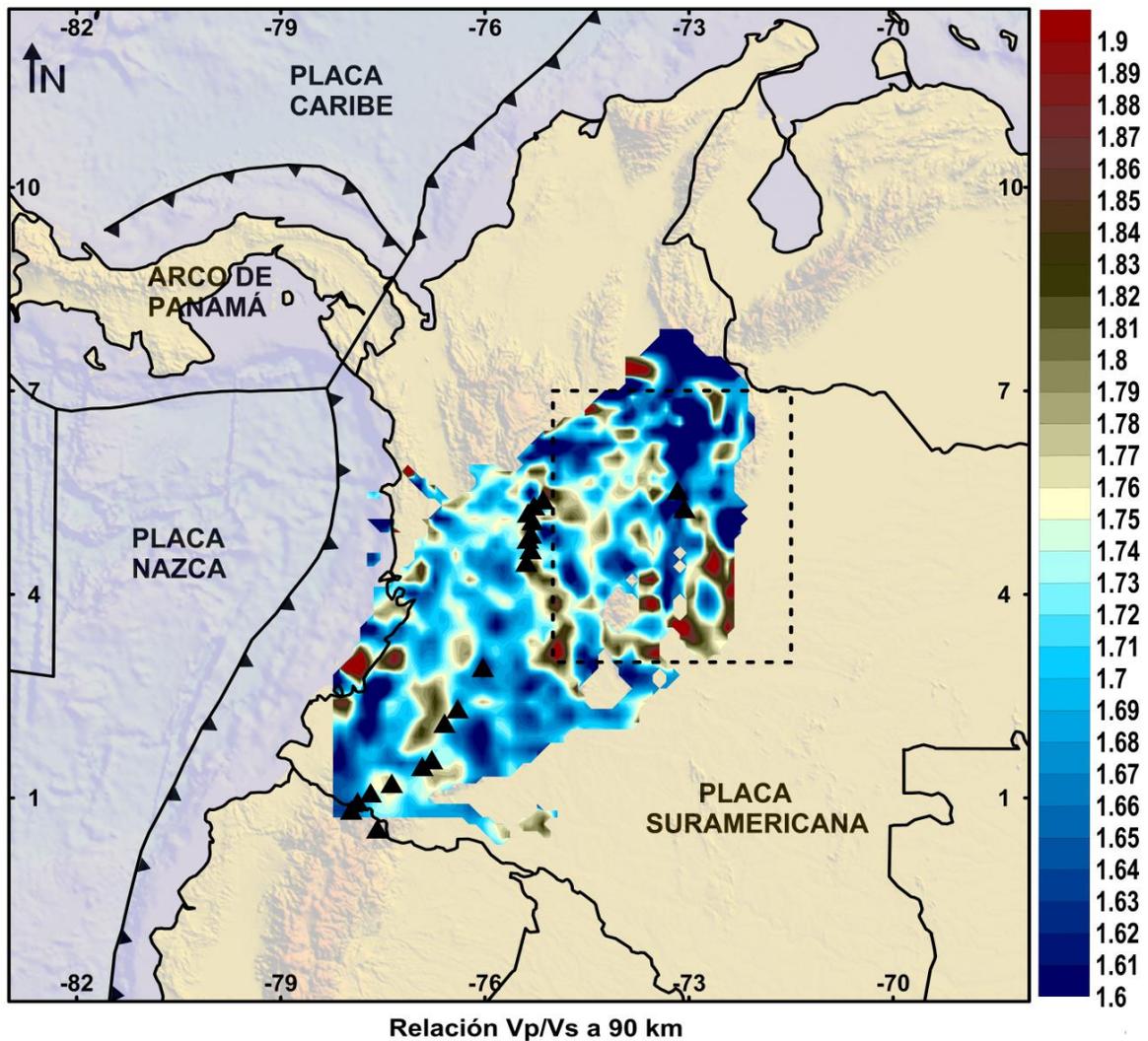


Figura 3-13: Relación Vp/Vs a 90 km de profundidad. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio

A 120 km de profundidad (Figura 3-14) se identifican varias relaciones Vp/Vs altas a muy altas, una de ellas localizada con centro en aproximadamente 6°N - 72.5°W; otra de ellas presenta alargamiento en sentido NW-SE en 4.5°N - 74.5°W. Hacia el NW de la zona se encuentran otras anomalías medias a altas. El resto de la zona está dominada principalmente por relaciones Vp/Vs bajas a muy bajas.

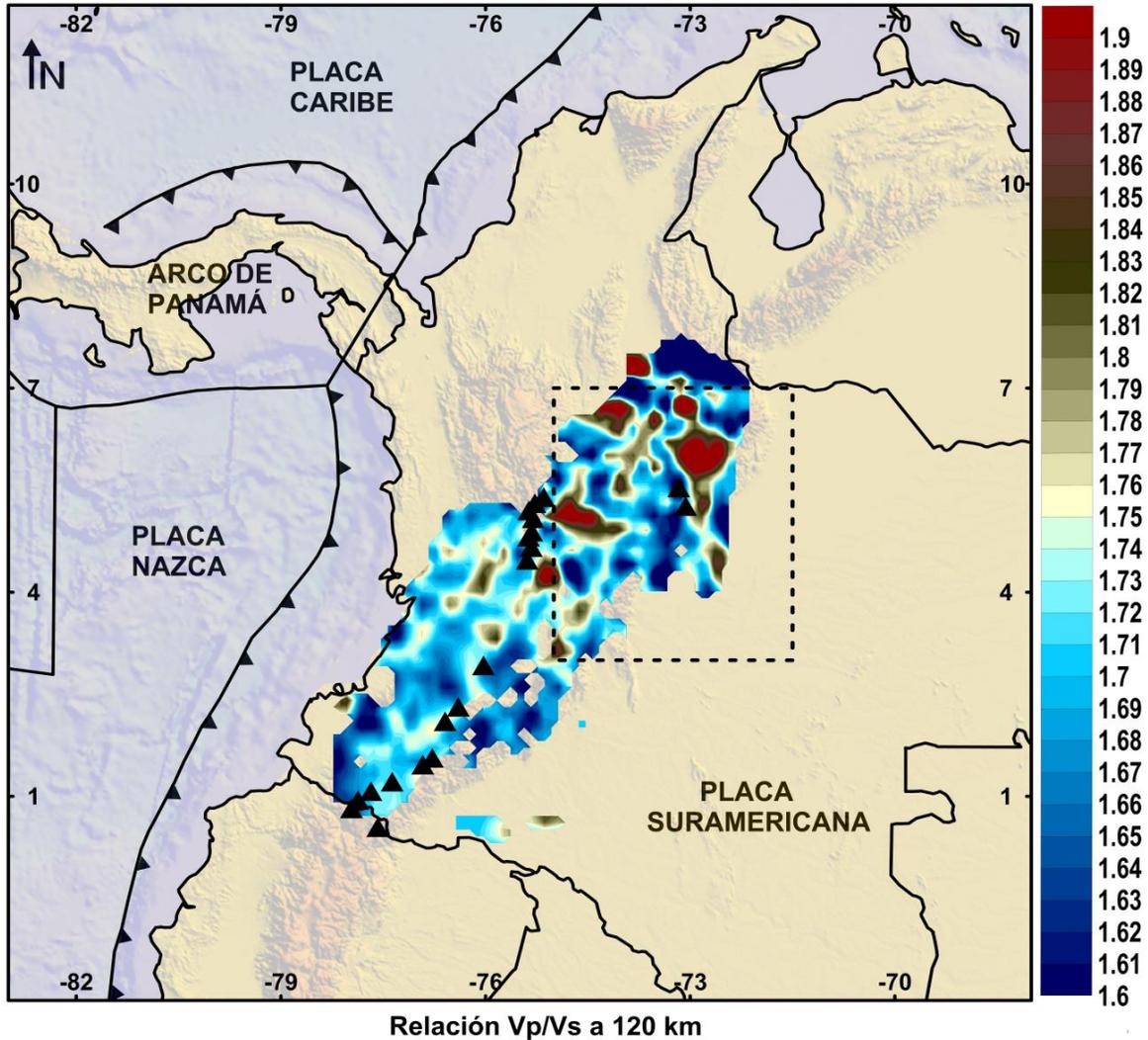


Figura 3-14: Relación V_p/V_s a 120 km de profundidad. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio

Finalmente, en la Figura 3-15 se muestran las relaciones V_p/V_s obtenidas a 150 km de profundidad. Alrededor de $5.5^\circ\text{N} - 73^\circ\text{W}$, $4.4^\circ\text{N} - 74.4^\circ\text{W}$ y $6.5^\circ - 73^\circ\text{W}$ se identifican sectores con relaciones V_p/V_s altas a muy altas. En el resto de la zona predominan relaciones bajas a muy bajas.

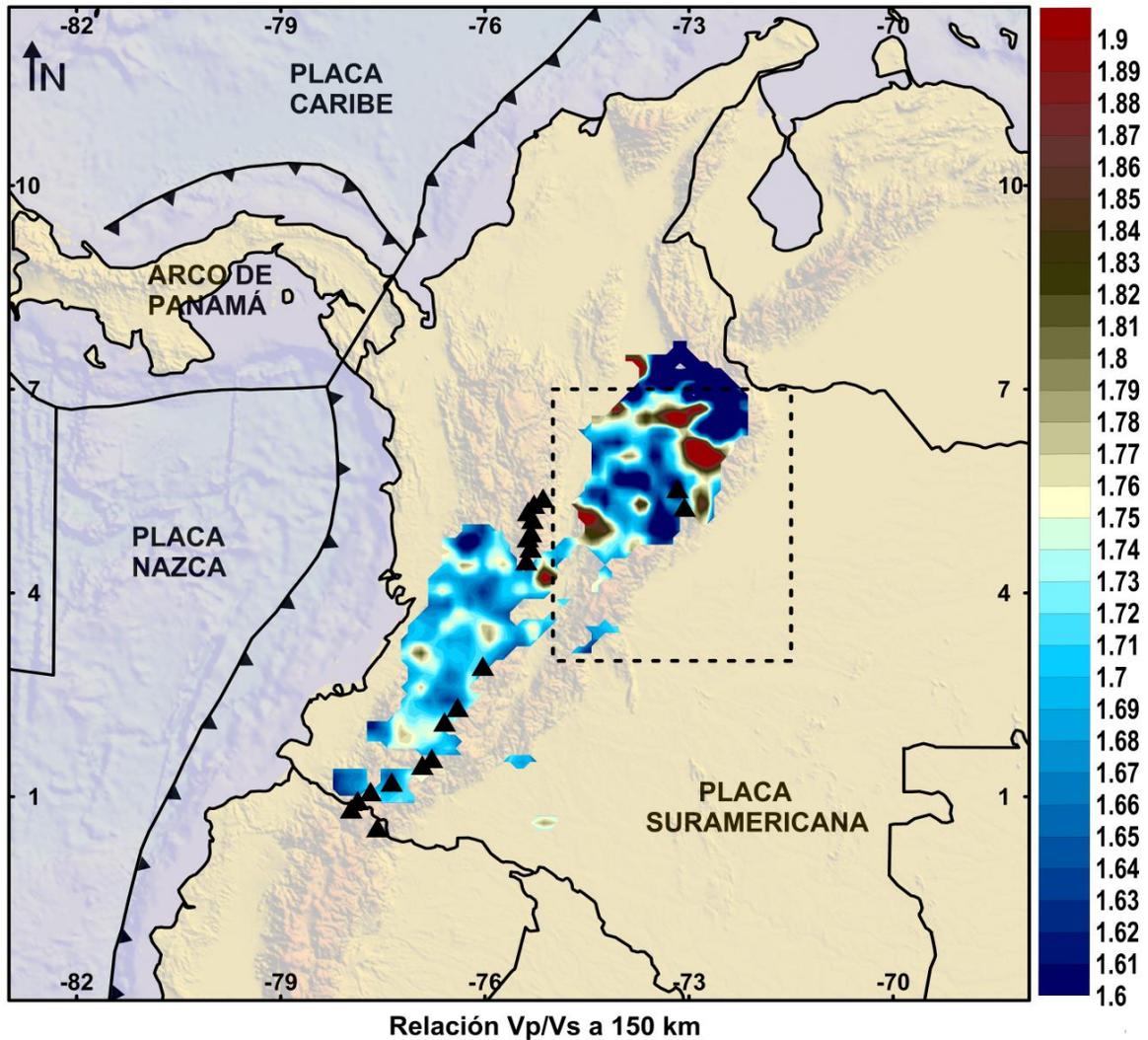


Figura 3-15: Relación V_p/V_s a 150 km de profundidad. Los triángulos negros representan el cinturón de volcanes (los dos volcanes más orientales conforman el complejo volcánico Paipa - Iza). El recuadro negro indica la zona de estudio

3.2 Deformación sismotectónica

Para determinar la deformación sismotectónica en área de estudio se calcularon el tensor de momento sísmico y la velocidad de deformación, además se complementó el análisis con resultados obtenidos a partir de estudios GPS por GEORED y el proyecto CASA.

3.2.1 Tensor de momento sísmico

Para el cálculo de las componentes del tensor momento sísmico, se emplearon 15 soluciones de mecanismos focales (Tabla 3-2) de eventos superficiales, con magnitudes mayores a 4.8, registrados ente 1995 y 2010, reportados por ISC (Tabla 3-1)

Tabla 3-1 Eventos sísmicos utilizados en este estudio

ID	FECHA			HORA	LAT	LON	PROFUNDIDAD	Mw
	Día	Mes	Año					
1	19	1	1995	15:05:10.70	5,16	-72,85	16	6,5
2	20	1	1995	13:59:25.00	5,21	-72,89	33	5,2
3	22	1	1995	10:41:32.90	5,01	-72,88	15	5,6
4	23	4	1995	23:55:42.10	5,1	-72,27	33	5,2
5	17	1	2000	12:20:09.30	6,87	-71,94	30,7	5,6
6	26	4	2002	01:36:30.70	6,59	-73,9	15	5,1
7	24	5	2008	19:20:42.50	4,32	-73,79	14,7	5,9
8	5	6	2010	01:20:00.10	5,06	-72,38	18,1	4,8
9	17	2	2014	9:41:36	6,53	-71,7	42,9	5,4
10	11	4	2015	4:29:00	6,39	-73,2	2,5	4,3
11	19	9	2015	20:45:45	6,06	-74,2	4,1	4,2
12	17	2	2016	14:49:57	3,55	-73,1	4,1	4,3
13	31	10	2016	0:20:11	3,44	-74,49	33	5,6
14	16	12	2016	19:45:21	3,43	-74,64	27	4,1
15	6	2	2017	13:02:44	3,43	-74,65	32	5,4

De acuerdo con las ecuaciones **(B)** se obtuvieron los valores de dichas componentes para cada sismo analizado en la zona, los cuales se presentan en la Tabla 3-3; así, el tensor momento sísmico resultante tiene la forma:

$$M_{ij} = \begin{bmatrix} 4.6018 & -1.9457 & -2.68 \\ -1.9456 & -0.3568 & 4.004 \\ -2.6781 & 4.004 & -4.251 \end{bmatrix} \times 10^{21} \text{ dinas/cm}$$

Tabla 3-2 Soluciones de mecanismos focales empleados para el análisis de deformación

ID	EJE P		EJE T		PLANO DE FALLA		
	Azimut	Plunge	Azimut	Plunge	Strike	Dip	Slip
1	305	12	111	78	212	57	87
2	110	26	325	60	170	24	50
3	121	16	240	59	243	36	136
4	309	1	42	57	191	55	48
5	78	20	283	68	355	65	99
6	85	15	201	59	207	38	136
7	61	7	152	5	196	82	-179
8	132	4	264	84	227	41	97
9	84	19	305	66	6	65	106
10	226	35	95	43	159	86	117
11	110	12	226	65	225	38	126
12	262	19	358	17	41	64	-179
13	278	9	171	61	210	60	122
14	249	4	341	22	23	72	167
15	111	4	215	72	219	43	115

Tabla 3-3 Componentes del tensor momento sísmico calculados para los sismos empleados en este estudio

ID	Mxx	Mxy=Myx	Mxz=Mzx	Myy	Myz=Mzy	Mzz	Mo Estimado
1	4,34425E+21	-2,00702E+21	-3,3853E+21	2,16681E+20	3,8257E+21	-4,561E+21	7,07E+21
2	3,8247E+19	-4,20602E+19	-3,10839E+19	-5,24174E+19	1,1004E+18	1,417E+19	7,03E+19
3	-1,2363E+20	-1,61447E+20	2,64991E+20	1,9786E+20	-1,032E+20	-7,423E+19	3,7E+20
4	5,56831E+19	1,58438E+19	-4,34284E+19	-5,88374E+19	-5,647E+19	3,1542E+18	9,28E+19
5	-5,3618E+14	8,89733E+18	-6,04431E+18	-2,50929E+20	-9,909E+19	2,5093E+20	2,7E+20
6	-3,869E+18	1,48449E+17	1,98391E+19	3,0762E+19	-4,875E+19	-2,689E+19	6,01E+19
7	1,89467E+20	1,79456E+20	3,00523E+20	-1,56E+20	6,9243E+20	-3,347E+19	7,954E+20
8	-4,6631E+18	1,19806E+18	-1,99728E+19	2,00323E+18	-9,146E+18	2,6599E+18	2,237E+19
9	4,04075E+19	4,77535E+19	7,14807E+19	-1,48957E+20	2,3842E+19	1,0855E+20	1,605E+20
10	2,56546E+18	-1,05542E+18	-1,07776E+18	-1,11042E+18	-1,273E+18	-1,455E+18	2,977E+18
11	7,64297E+16	-6,93294E+17	-2,02121E+17	-5,59521E+17	2,4269E+18	4,8309E+17	2,586E+18
12	9,7392E+17	-2,96664E+18	-1,27551E+18	-8,0192E+17	-3,723E+17	-1,72E+17	3,373E+18
13	4,51029E+19	8,4046E+18	1,56958E+20	-1,29307E+20	-2,166E+20	8,4204E+19	2,908E+20
14	5,76378E+16	3,40614E+17	1,73542E+17	-4,51795E+17	1,588E+18	3,9416E+17	1,688E+18
15	1,71272E+19	7,52835E+18	-3,72997E+18	1,38194E+18	-7,742E+18	-1,851E+19	2,12E+19
TOTALES	4,60E+21	-1,94567E+21	-2,67815E+21	-3,50682E+20	4,0044E+21	-4,251E+21	9,2341E+21

El momento sísmico escalar se obtuvo mediante ajuste por mínimos cuadrados (Figura 3-16), teniendo en cuenta los datos reportados en el catálogo del ISC para los eventos analizados aquí, la expresión obtenida fue:

$$\text{Log}M_o = 1.473M_w + 12.248 \quad R^2 = 0.9953$$

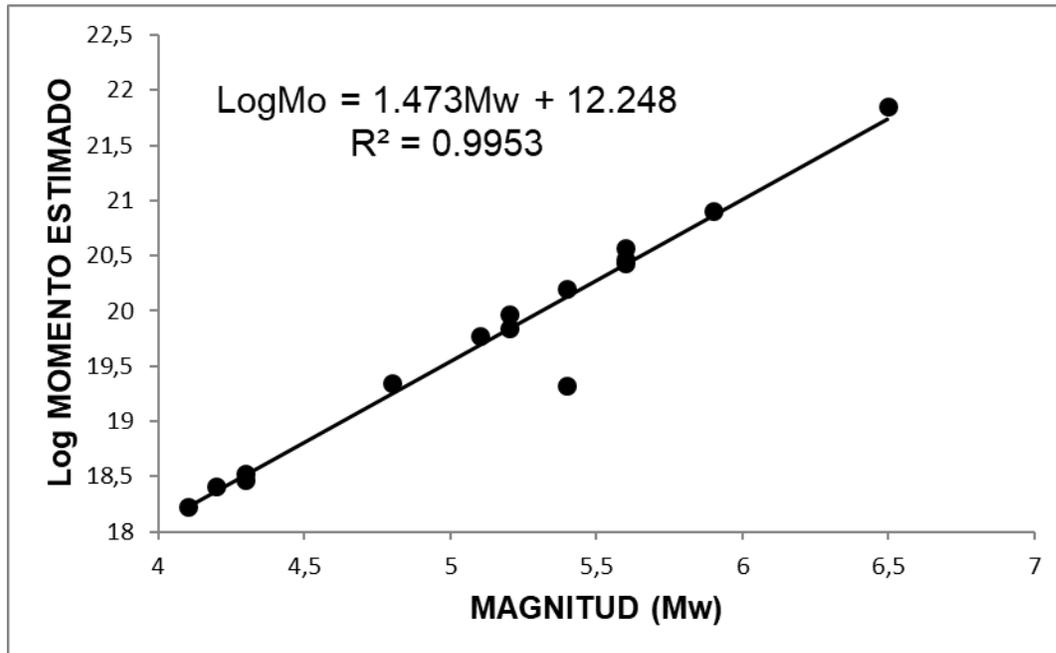


Figura 3-16 Relación Magnitud – Momento de los eventos analizados en este estudio

La ecuación obtenida anteriormente tiene un nivel de confiabilidad del 99% por lo que se procedió mediante la sumatoria de los momentos estimados para cada evento sísmico, a calcular el valor del momento sísmico escalar, obteniendo como resultado $9,2341 \times 10^{21}$ dinas/cm.

3.2.2 Velocidad de deformación

Para el cálculo de la velocidad de deformación a partir de la ecuación **(A)** se tuvo en cuenta que la zona estudiada cubre un área aproximada de 86419 km^2 , un espesor de $28,2 \text{ km}$ determinado mediante la diferencia de profundidad de los eventos sísmicos, el volumen, que corresponde al producto del área por el espesor, es igual a $2437015,8 \text{ km}^3$ y el periodo de tiempo entre el primer y el último sismo utilizado es de 22 años.

Teniendo entonces:

$$\bar{\varepsilon} = \frac{1}{2(3.0 \times 10^{11} \text{ dinas/cm}^2) \times (2.437 \times 10^{21} \text{ cm}^3) \times 22 \text{ años}} \sum_{K=1}^N M_{ij}^K \quad (K = 1, 2, \dots, N)$$

Así, el tensor de las componentes de velocidad media de deformación es:

$$\bar{\varepsilon}_{ij} \begin{bmatrix} 7.70 & -3.26 & -4.48 \\ -3.26 & -0.587 & 6.70 \\ -4.48 & 6.70 & -7.11 \end{bmatrix} \times 10^{-14} \text{ años}^{-1}$$

Los ejes de este tensor se encuentran orientados así: X hacia el norte, Y hacia el este y Z vertical hacia el centro de la tierra, teniendo en cuenta esto, se deduce que la componente predominante de la deformación sismotectónica es compresiva en dirección N-S, lo que es coherente con las observaciones de desplazamiento GPS reportadas por GeoRED (Figura 3-17).

3.3 Relación frecuencia - magnitud de terremotos (parámetro b)

Con la finalidad de caracterizar el comportamiento sísmico en la zona de estudio se procedió a determinar la variabilidad espacial del parámetro b en cinco rangos de profundidad: 0-30 km, 30-60 km, 60-90 km, 90-120 km, y 120-150 km.

Debido a la disponibilidad de eventos sísmicos, en el rango de 0-30 km de profundidad fue posible obtener una buena cobertura de la variación espacial del parámetro b (Figura 3-18). Los resultados están restringidos a la región de la Cordillera Oriental y Valle Medio del Magdalena. En la mayor parte de la región de los Llanos Orientales no fue posible obtener resultados debido a la escasa sismicidad. Es evidente que los valores más pequeños de b (<0.8) están presentes a lo largo del flanco oriental de la Cordillera Oriental, mientras que los más grandes (>0.8) se observan hacia el flanco occidental de la Cordillera Oriental y el Valle Medio del Magdalena.

En el rango de profundidad entre 30-60 km, la densidad de sismos es mucho menor, así que la cobertura de los resultados es más pobre. Estos están restringidos hacia el sector occidental y noroccidental de la zona de estudio. En la Figura 3-19 se observa claramente que los valores más pequeños de b (<0.8) se concentran hacia la parte norte del flanco occidental de la Cordillera Oriental y el Valle Medio del Magdalena, y el flanco oriental de la Cordillera Central. Por su parte, valores altos de b (>0.9) están concentrados en el sector sur del Valle Medio del Magdalena.

Entre 60 y 90 km de profundidad la cobertura de la información se restringe a una pequeña zona que abarca sector norte del piedemonte occidental de la Cordillera Oriental. En este caso, los valores más bajos de b (<0.8) se observan en los extremos norte y sur de la zona iluminada; los valores más altos (>1.0) se concentran en el centro de la zona (Figura 3-20).

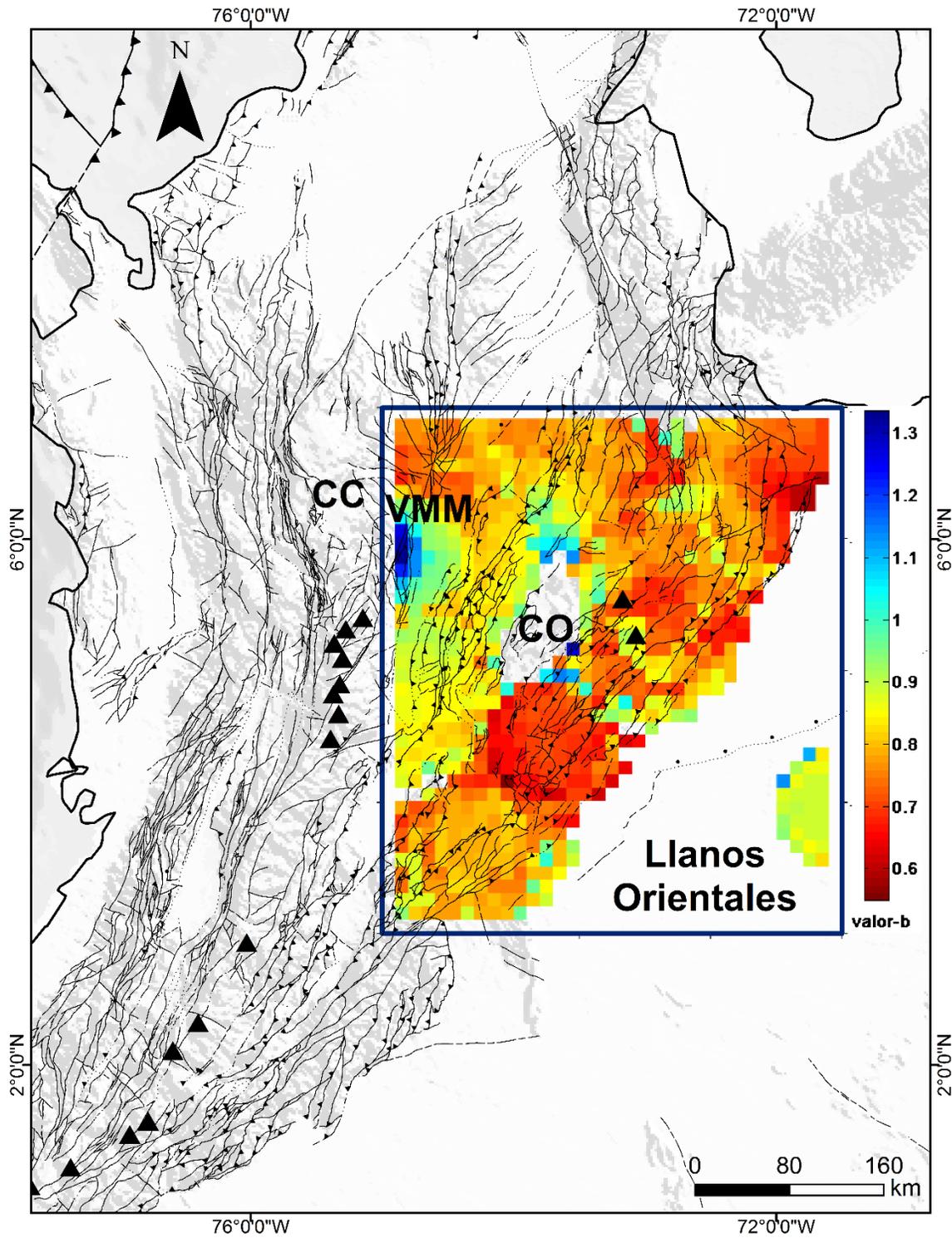


Figura 3-18 Distribución espacial de los valores del parámetro b entre 0 y 30 km de profundidad. CC: Cordillera Central; VMM: Valle Medio del Magdalena; CO: Cordillera Oriental. Los triángulos negros indican volcanes

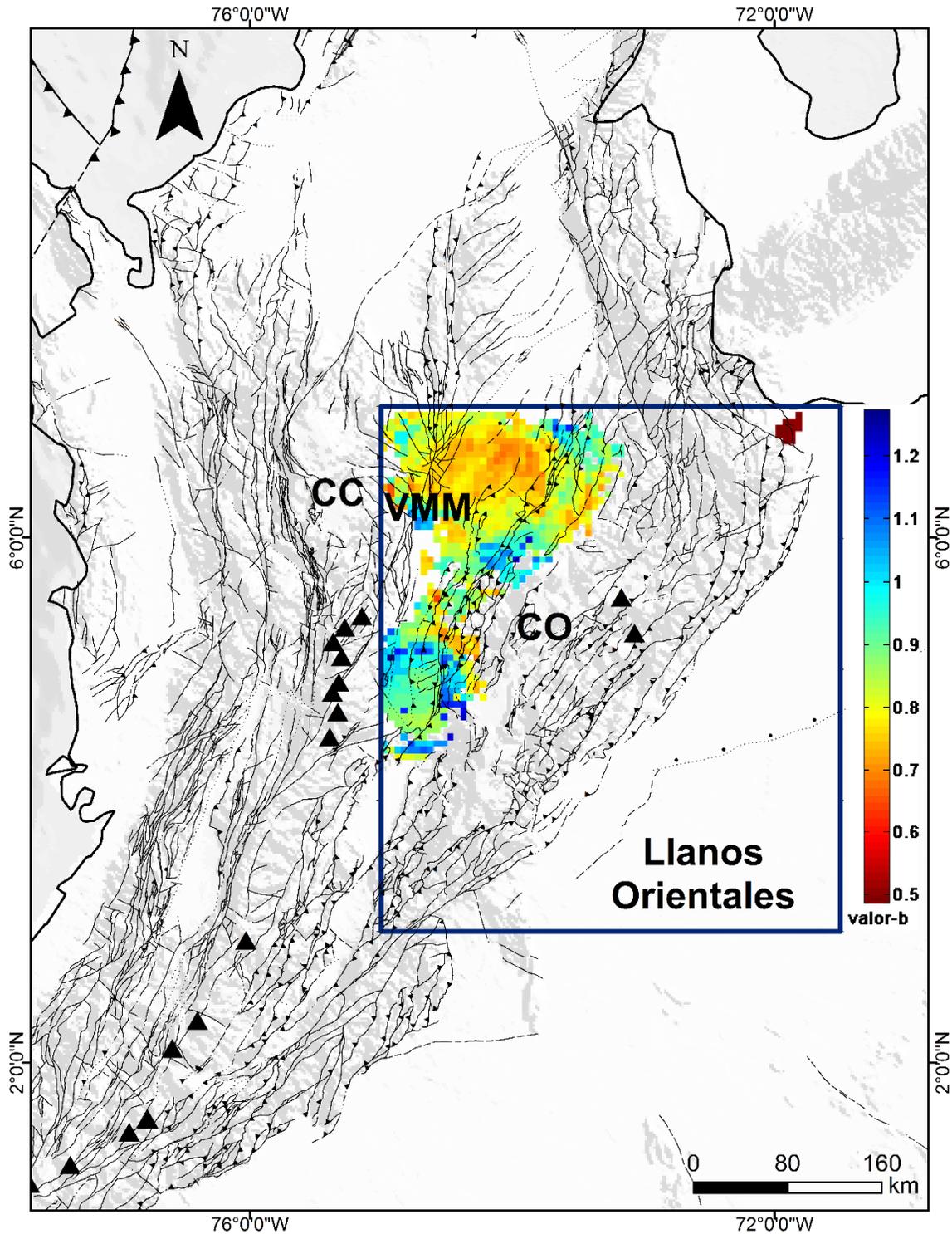


Figura 3-19 Distribución espacial de los valores del parámetro b entre 30 y 60 km de profundidad. CC: Cordillera Central; VMM: Valle Medio del Magdalena; CO: Cordillera Oriental. Los triángulos negros indican volcanes

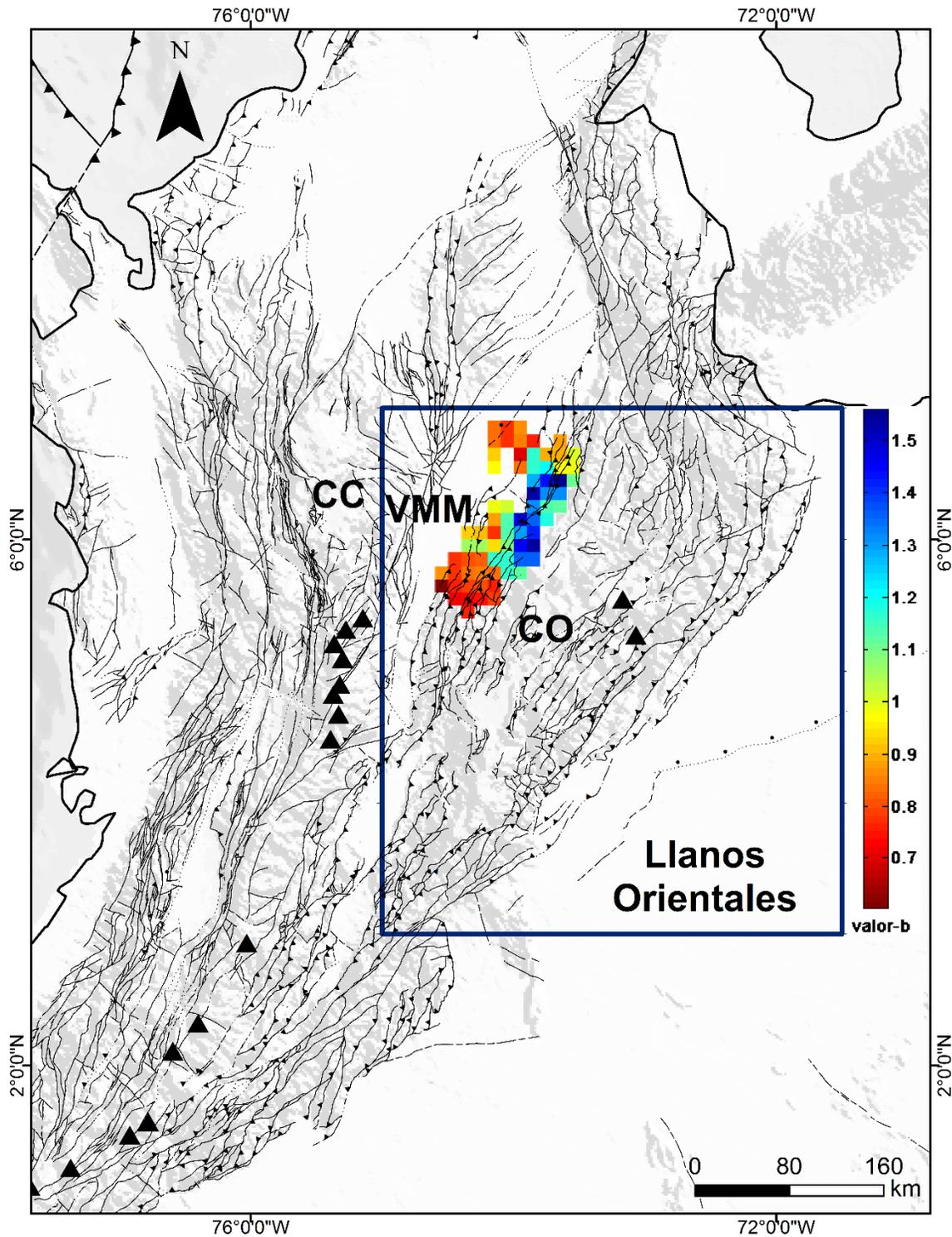


Figura 3-20 Distribución espacial de los valores del parámetro b entre 60 y 90 km de profundidad. CC: Cordillera Central; VMM: Valle Medio del Magdalena; CO: Cordillera Oriental. Los triángulos negros indican volcanes.

De la misma manera, los resultados en rango 90-120 km de profundidad están restringidos a una pequeña franja a lo largo del sector norte del flanco occidental de la Cordillera Oriental. En este caso no se observan patrones claros en la variación espacial del parámetro b , no obstante, alguna concentración de valores bajos (<0.9) parece presentarse al norte y centro de la zona (Figura 3-21).

Entre 120 y 150 km de profundidad, la información se restringe a la parte centro-norte de la zona de estudio. Allí, los valores altos de b (>1.0) parecen predominar en el extremo norte, mientras que valores bajos (<1.0) tienden a concentrarse al centro y sur (Figura 3-22).

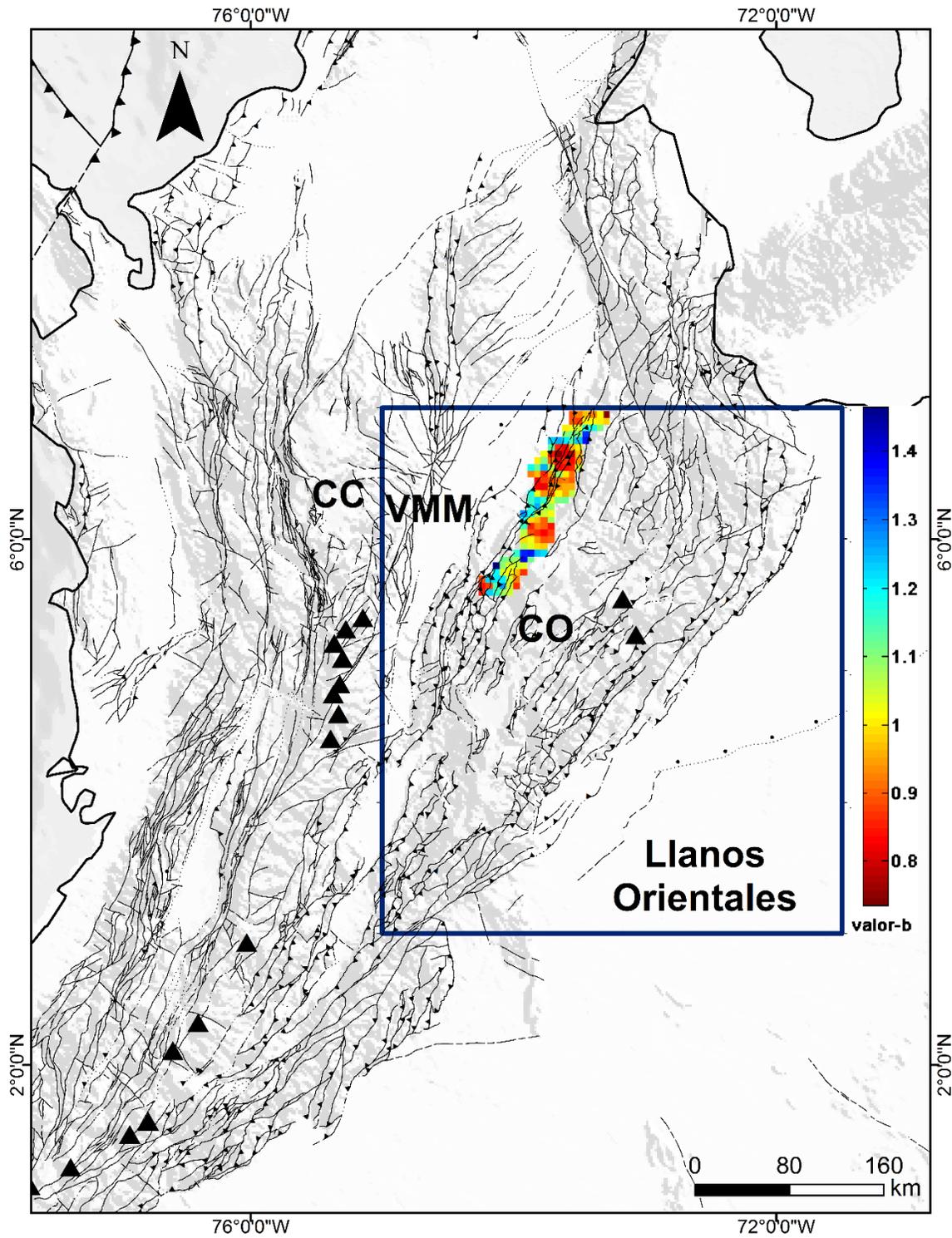


Figura 3-21 Distribución espacial de los valores del parámetro b entre 90 y 120 km de profundidad. CC: Cordillera Central; VMM: Valle Medio del Magdalena; CO: Cordillera Oriental. Los triángulos negros indican volcanes

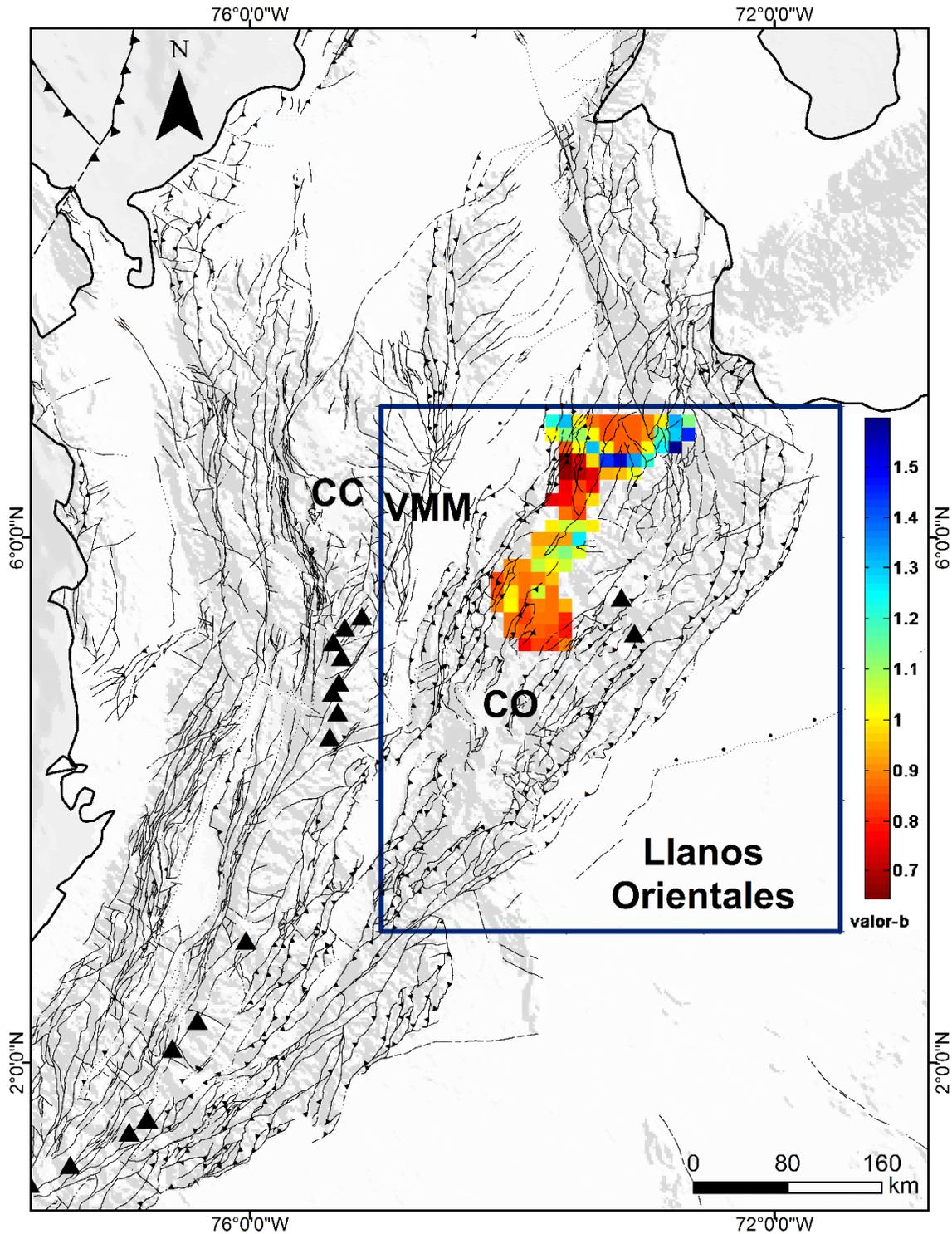


Figura 3-22 Distribución espacial de los valores del parámetro b entre 120 y 150 km de profundidad. CC: Cordillera Central; VMM: Valle Medio del Magdalena; CO: Cordillera Oriental. Los triángulos negros indican volcanes

3.4 Morfotectónica activa

Con la finalidad de estimar el grado de actividad tectónica reciente a una escala regional en la zona de estudio, se procedió a calcular tres índices morfológicos que son indicadores de la presencia o no de deformación tectónica activa en superficie.

3.4.1 Sinuosidad del frente montañoso (SFM)

La zona de estudio abarca tres frentes de montaña: el frente de montaña oriental y occidental de la Cordillera Oriental, y el frente oriental de la Cordillera Central. Teniendo en cuenta esta situación y con el fin de obtener una cuantificación representativa de toda la zona, se calculó la SFM en 10 segmentos de frente de montaña, cuya localización general se muestra en la Figura 3-23, y resultados en las Figura 3-24 y Figura 3-25, y Tabla 3-4.

Tabla 3-4 Resultados del análisis de sinuosidad de frente montañoso en la zona de estudio

FRENTE DE MONTAÑA	LONGITUD DEL PIEDEMONTE LPDM (km)	LONGITUD DEL FRENTE EN LÍNEA RECTA LFLR (km)	SINUOSIDAD DEL FRENTE MONTAÑOSO SFM = LPDM/LFLR	ACTIVIDAD TECTÓNICA
1	105,30	72,36	1,46	Moderadamente activo
2	56,05	45,19	1,24	Altamente activo
3	40,48	35,14	1,15	Altamente activo
4	19,22	17,55	1,10	Altamente activo
5	24,75	20,48	1,21	Altamente activo
6	14,96	13,22	1,13	Altamente activo
7	39,77	28,99	1,37	Altamente activo
8	71,49	66,08	1,08	Altamente activo
9	71,70	47,40	1,51	Moderadamente activo
10	33,07	26,78	1,23	Altamente activo

Los resultados obtenidos evidencian la presencia de frentes de montaña muy activos, con valores de SFM menores que 1,5. Dos frentes de montaña se clasifican como moderadamente activos, localizados en la parte norte del piedemonte llanero (frente de

montaña oriental de la Cordillera Oriental) y en el piedemonte occidental de la Cordillera Oriental. Los demás frentes de montaña se clasifican como altamente activos.

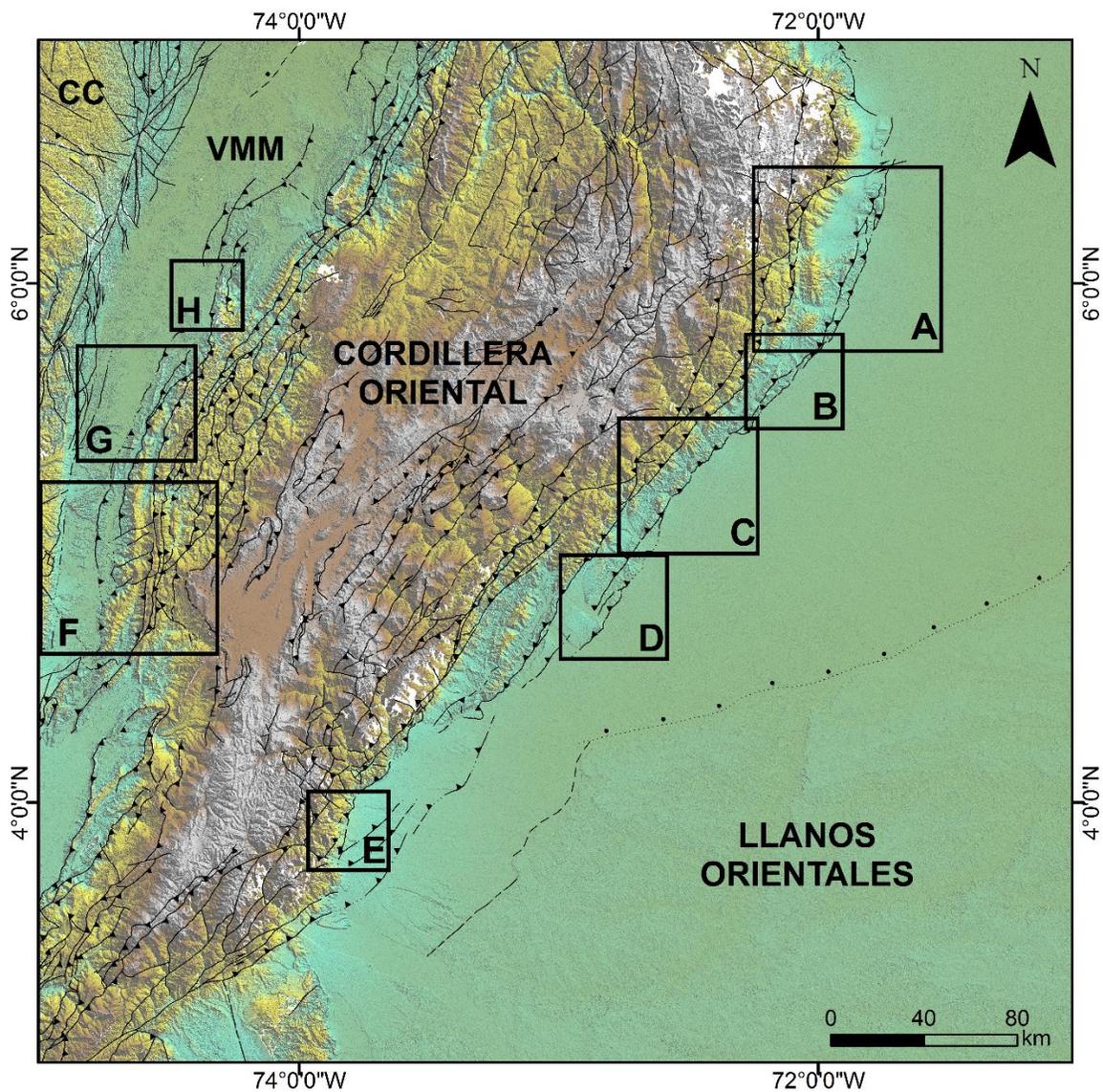


Figura 3-23: Localización de los frentes de montaña analizados en la zona de estudio. Las letras A-H corresponden a los sectores mostrados en las Figura 3-24 y Figura 3-25

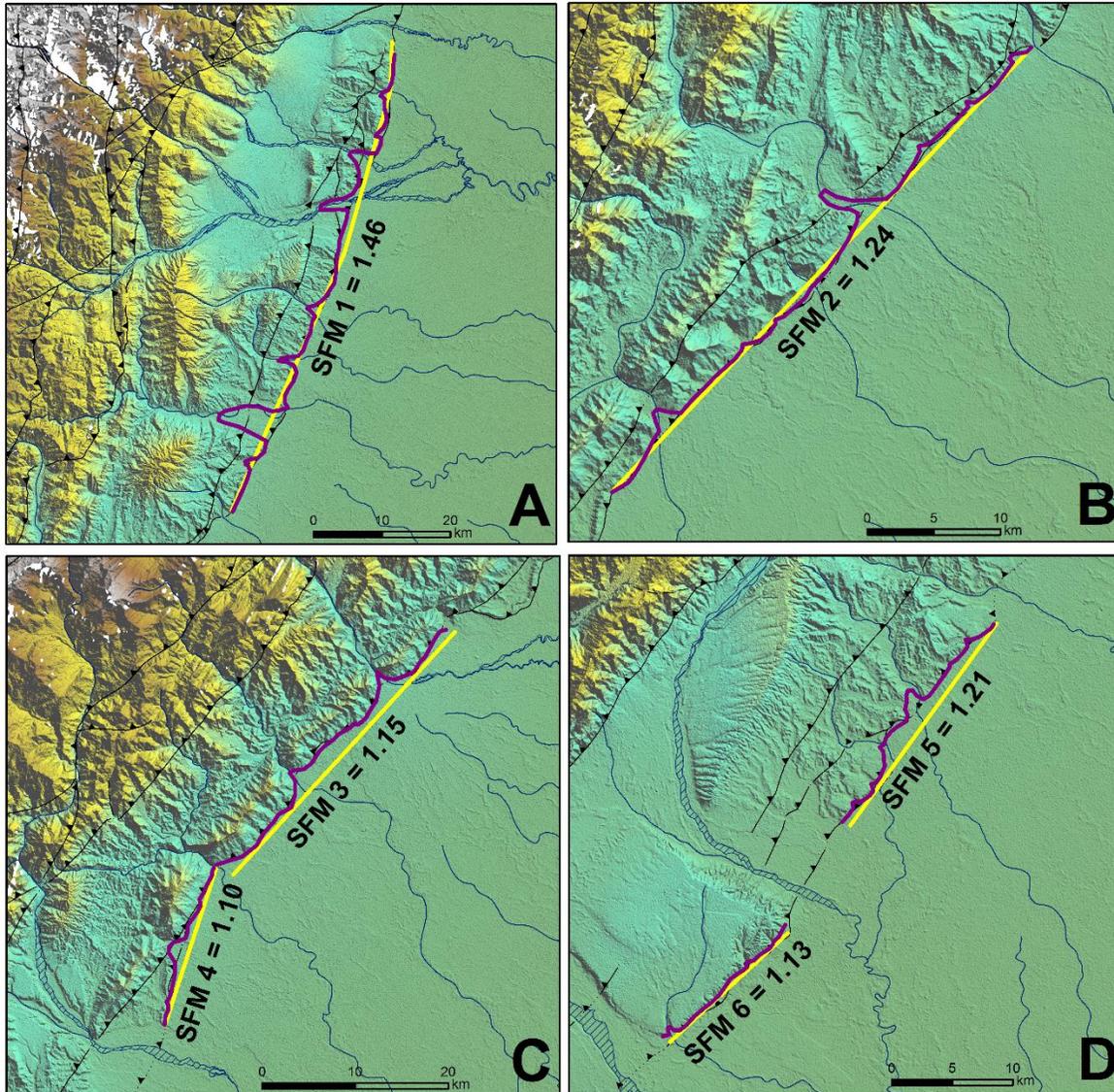


Figura 3-24: Sinuosidad del frente montañoso (SFM) en el sector norte del piedemonte llanero (frente de montaña oriental de la Cordillera Oriental). La línea morada representa el contorno del piedemonte (LPDM) y la línea amarilla la longitud del frente en línea recta (LFLR). Ver la Figura 3-23 para la localización de cada uno de los sectores

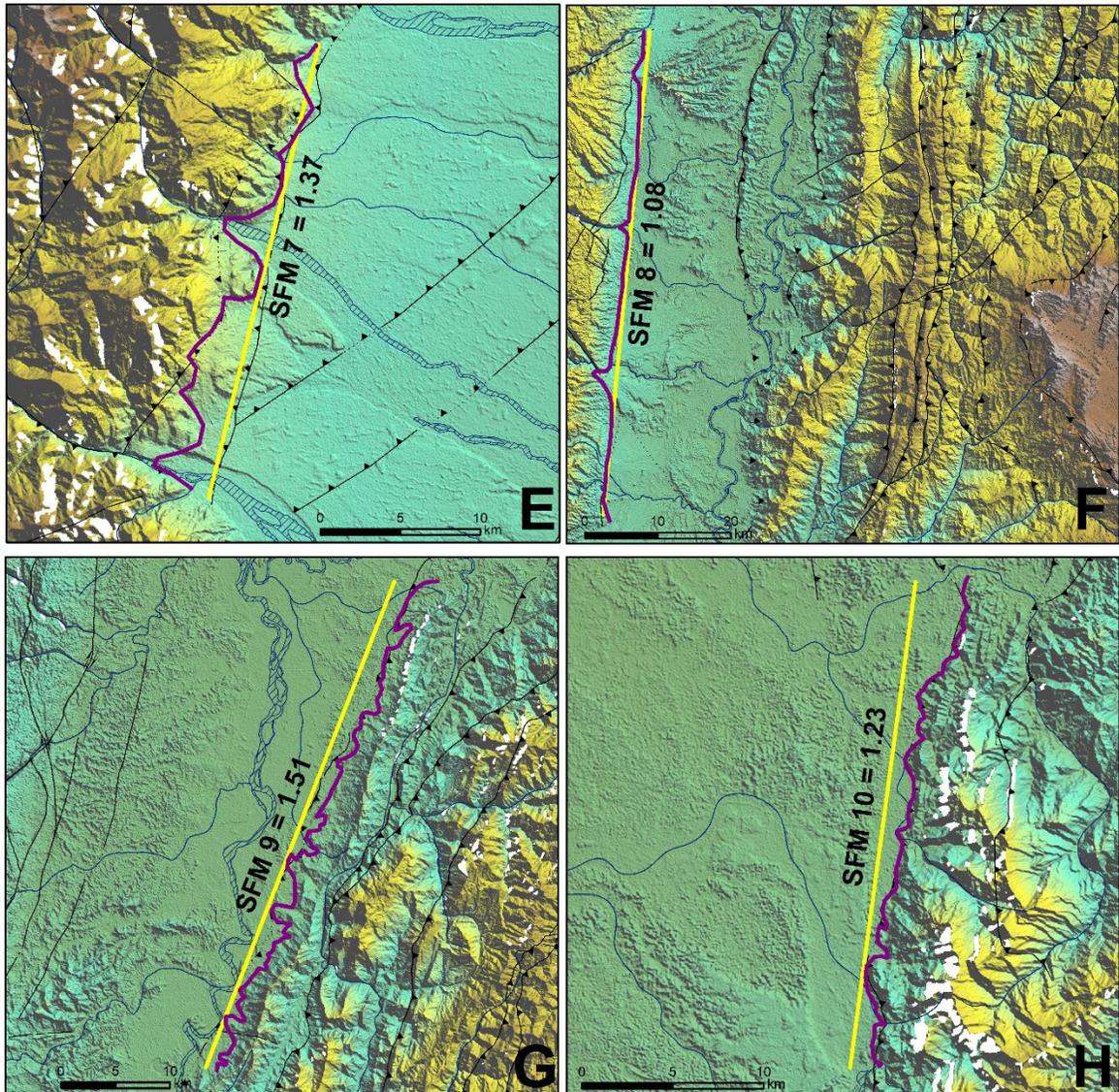


Figura 3-25: Sinuosidad del frente montañoso (SFM) en el sector sur del piedemonte llanero (frente de montaña oriental de la Cordillera Oriental), piedemonte occidental de la Cordillera Oriental, y piedemonte oriental de la Cordillera Central. La línea morada representa el contorno del piedemonte (LPDM) y la línea amarilla la longitud del frente en línea recta (LFLR). Ver la Figura 3-23 para la localización de cada uno de los sectores

3.4.2 Asimetría de la cuenca de drenaje (ACD)

Para obtener una aproximación regional del grado de tectónica activa en la zona de estudio, en la estimación de la asimetría de la cuenca de drenaje (ACD) se analizaron cuencas correspondientes a corrientes de drenaje de orden 6 (de acuerdo con la clasificación de Strahler). Con base en lo anterior, las cuencas tenidas en cuenta fueron las de los ríos Chicamocha, Suárez, Bogotá, Upía, y Guayuriba (Tabla 3-5 y Figura 3-26).

Los resultados muestran que, para todas las cuencas, excepto Bogotá, los valores de ACD son mayores que 50, lo que implica que estas cuencas han sufrido procesos de basculamiento tectónico (Tabla 3-5 y Figura 3-26). Los valores de ACD normalizados (ACD-50) permiten categorizar las cuencas por su grado de asimetría, teniendo entonces que las cuencas de los ríos Suárez, Upía y Guayuriba se clasifican como fuertemente asimétricas, la cuenca del río Chicamocha como moderadamente asimétrica, y la cuenca del río Bogotá como simétrica (Tabla 3-5).

Tabla 3-5 Resultados del análisis de asimetría de cuencas de drenaje en la zona de estudio

CUENCA	ÁREA DERECHA DE LA CORRIENTE A_d (km ²)	ÁREA TOTAL DE LA CUENCA A_t (km ²)	ASIMETRÍA DE LA CUENCA $ACD = 100$ (A_d/A_t)	VALOR NORMALIZADO ACD-50	CATEGORÍA
Chicamocha	6125,8	9530,4	64,28	14,28	Moderadamente asimétrica
Suárez	7579,9	10826,0	70,02	20,02	Fuertemente asimétrica
Bogotá	2855,9	5883,8	48,54	1,46	Simétrica
Upía	7546,5	10063,0	74,99	24,99	Fuertemente asimétrica
Guayuriba	7120,1	8247,3	86,33	36,33	Fuertemente asimétrica

Adicionalmente, la asimetría de las cuencas permitió inferir la dirección del basculamiento, encontrándose que las cuencas de los ríos Suárez y Chicamocha, los cuales fluyen al Valle Medio del Magdalena (VMM), están basculadas al occidente. En contraste, las cuencas de los ríos Upía y Guayuriba, los cuales desembocan en la cuenca de los Llanos Orientales, están basculadas al oriente (Figura 3-26).

3.4.3 Curva e integral hipsométrica (IH)

Se procedió a hacer la estimación de las curvas e integrales hipsométricas de las cuencas de orden 6 descritas anteriormente (Figura 3-27 y Tabla 3-6). A partir de este análisis, fue posible determinar el estado del relieve: juvenil, maduro o antiguo.

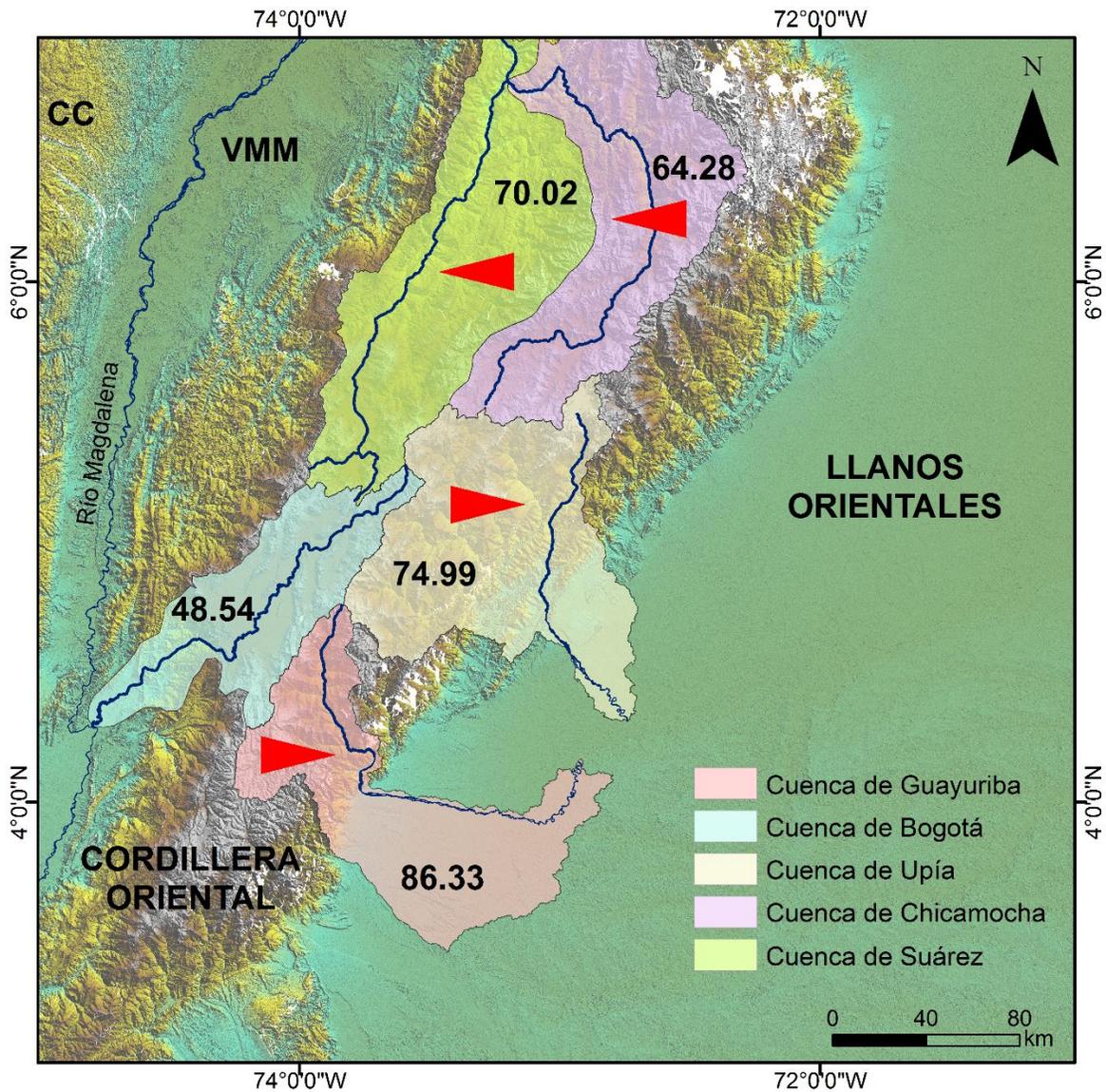


Figura 3-26: Asimetría de las cuencas de drenaje de orden 6 en la zona de estudio. La flecha roja indica la dirección general de basculamiento. Las cuencas del norte están basculadas al occidente, mientras que las cuencas del sur están basculadas al oriente. La cuenca del río Bogotá es la única simétrica de todas las cuencas analizadas

Los resultados obtenidos de hipsometría sugieren que la cuenca de Bogotá presenta el relieve más antiguo, donde los procesos de incisión fluvial y transporte de sedimento dominan, dando lugar a un paisaje altamente erodado. Lo anterior apunta a que la zona de la cuenca es relativamente inactiva tectónicamente, lo cual es apoyado por lo reportado en la asimetría de drenaje, donde se clasifica como una cuenca simétrica. Por su parte, las cuencas de Chicamocha y Upía se acercan al límite entre los relieves

maduro y juvenil, evidenciado por una marcada forma de S en la curva. Este estado se caracteriza por la presencia de un equilibrio entre los procesos de ladera e incisión fluvial; no obstante, la observación de que estas dos curvas en S exhiben una tendencia convexa hacia la parte baja de la cuenca, sugiere que procesos de rejuvenecimiento hacia la base del drenaje han tomado lugar, probablemente a actividad tectónica reciente.

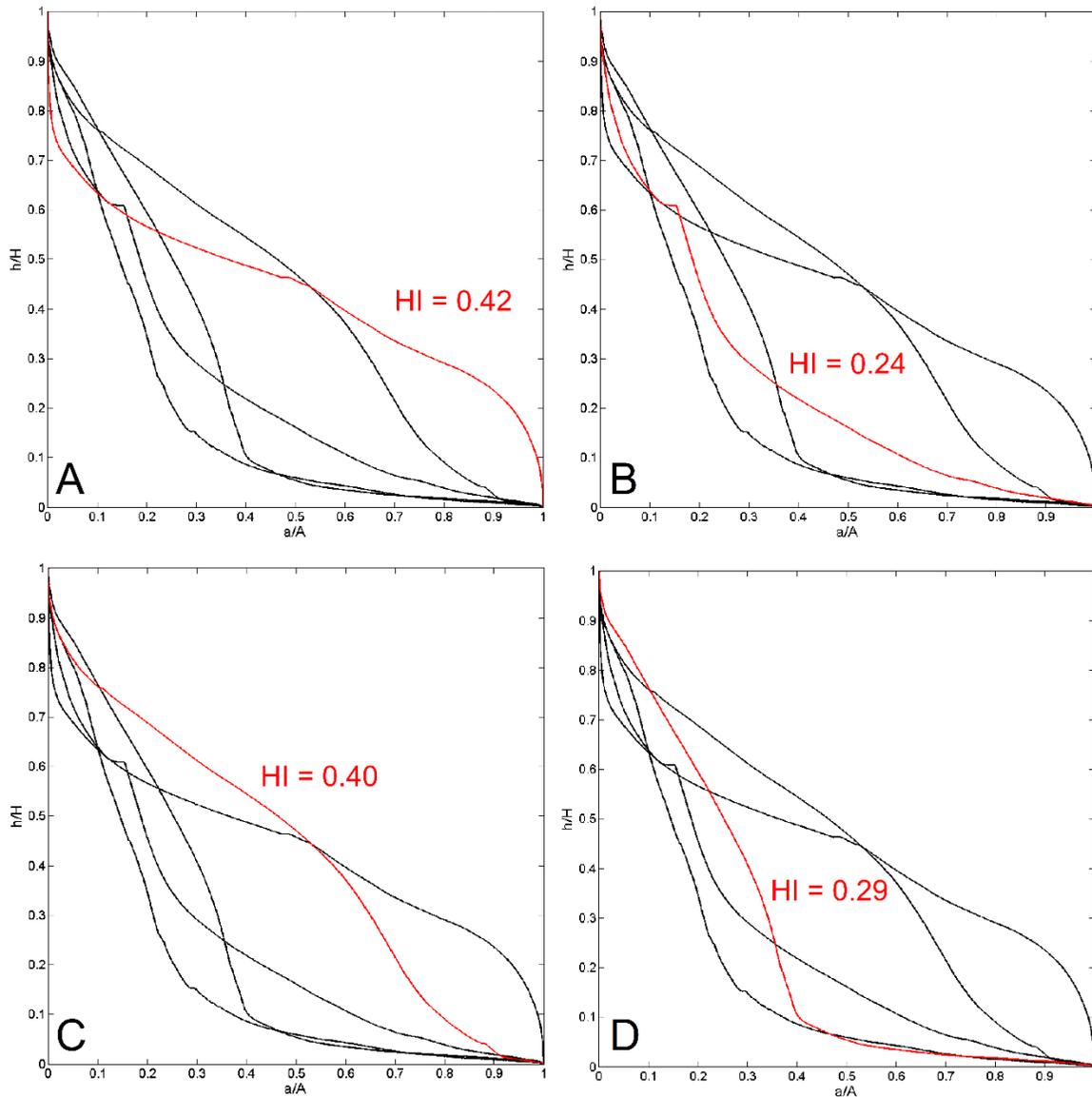


Figura 3-27: Curvas e integrales hipsométricas (HI) de las cuencas de los ríos (A) Chicamocha, (B) Bogotá, (C) Upía, y (D) Guayuriba. En cada diagrama se señala con línea roja la curva correspondiente a la cuenca en mención y el respectivo valor de la integral (HI)

Tabla 3-6 Resultados del análisis de curva e integral hipsométrica en la zona de estudio

CUENCA	CURVA HIPSOMÉTRICA	INTEGRAL HIPSOMÉTRICA (IH)	ESTADO DEL RELIEVE
Chicamocha	En S	0,42	Límite maduro-juvenil
Bogotá	Cóncava hacia arriba	0,24	Antiguo
Upía	En S	0,40	Límite maduro-juvenil
Guayuriba	Cóncava hacia arriba	0,29	Límite antiguo-maduro

4. Interpretación y Discusión

La tomografía sísmica es una poderosa herramienta que usa las ondas sísmicas generadas por los terremotos o explosiones para crear imágenes tridimensionales del interior del planeta. Esta técnica ha sido ampliamente utilizada en las últimas décadas para estudiar la estructura y geodinámica de una variedad de ambientes geológicos a diferentes escalas de observación: cratones, puntos calientes, zonas de subducción, entre otros. El objetivo principal de este trabajo fue obtener imágenes tomográficas, a partir de sismos locales registrados por la Red Sismológica Nacional de Colombia y Red Sismológica de la Sabana de Bogotá, para iluminar las estructuras geológicas presentes por debajo del sector norte de la Cordillera Oriental de Colombia y caracterizar los procesos geodinámicos y anomalías termales. Adicionalmente, se llevó a cabo el análisis del comportamiento de la sismicidad por medio del estudio de la relación frecuencia - magnitud de los sismos (parámetro b), la estimación de la deformación sismotectónica a partir de mecanismos focales, y la cuantificación del grado de actividad tectónica somera por medio de morfometría. Al final, la combinación de todos los resultados obtenidos, más la información proveniente de otros estudios, permitieron hacer una interpretación regional de la geodinámica de la zona de estudio

La zona de estudio presenta una alta complejidad desde el punto de vista tectónico, por lo cual representa un laboratorio natural para avanzar en el conocimiento de la geodinámica de la esquina noroccidental de Suramérica. Los modelos geodinámicos proponen la existencia de un desgarre de escala litosférica con orientación general ENE-WSW, denominado *Caldas Tear* por Vargas y Mann (2013), el cual marca el contacto entre dos dominios de subducción con características geométricas y dinámicas diferentes. De acuerdo con Vargas y Mann (2013), al norte del *Caldas Tear* opera la subducción de la placa Caribe, y al sur la subducción de la placa de Nazca, ambas por debajo de Suramérica. La primera es una subducción de bajo ángulo ($20^\circ - 30^\circ$) y se caracteriza por la ausencia de volcanismo activo asociado, mientras que la segunda es

de ángulo más empinado ($30^\circ - 40^\circ$) con volcanismo activo asociado. Otros autores (por ejemplo, Chairabba et al., 2016) están de acuerdo con la existencia del desgarre litosférico pero, al contrario de Vargas y Mann (2013), sugieren que esta estructura segmenta solamente la placa de Nazca, separando un segmento más empinado al sur de uno más plano al norte. Estas dos hipótesis también implican interpretaciones diferentes sobre el origen del nido sísmico de Bucaramanga. Vargas y Mann (2013) argumentan que esta zona de sismicidad intermedia concentrada está localizada sobre la placa del Caribe en subducción y está asociada a una etapa inicial de colapso y desgarre de la parte terminal de la losa. Chairabba et al., (2016) proponen que este nido sísmico es debido a una deshidratación y eclogitización masiva de una losa de Nazca engrosada.

A niveles más superficiales en la corteza terrestre en la zona de estudio se han reportado anomalías termales, como es evidente en el Mapa Preliminar de Gradientes Geotérmicos (Vargas et al., 2009). Notables áreas con altos gradientes se presentan por debajo del sector norte de la Cordillera Oriental, sector occidental de la cuenca de los Llanos, y piedemonte oriental de la Cordillera Central. Adicionalmente, en la zona de estudio, especialmente, en la cuenca de los Llanos y región occidental del Valle Medio del Magdalena, numerosos campos productores de hidrocarburos se asocian a estas zonas de gradientes geotérmicos intermedios a altos.

La sección horizontal de anomalía de velocidad de onda P más somera (30 km) obtenida en esta investigación (Figura 3-1) permitió identificar una serie de anomalías de baja velocidad, de las cuales las más importantes son las localizadas en la parte norte de la Cordillera Oriental, en los sectores central y sur del piedemonte oriental de la Cordillera Oriental, en el flanco oriental de la Cordillera Central, y en la cuenca de los Llanos. Estas anomalías de V_p bajas coinciden con velocidades muy bajas de la onda S y relaciones V_p/V_s altas (Figura 3-6, Figura 3-11, Figura 4-2, Figura 4-3, Figura 4-4). Este comportamiento se mantiene en la sección horizontal de 60 km de profundidad, pero con las anomalías un poco más pequeñas (Figura 3-2, Figura 3-7, Figura 3-12, Figura 4-2, Figura 4-3, Figura 4-4). Estas tres condiciones (V_p bajas, V_s muy bajas y V_p/V_s altas) indican la presencia de zonas con anomalías termales asociadas a altas temperaturas, las cuales son evidenciadas a profundidades más someras por gradientes geotérmicos intermedios a altos, como es reportado por la Vargas et al. (2009) en el Mapa Preliminar de Gradientes Geotérmicos, y por profundidades de la isoterma de Curie relativamente someras (37-40 km) en el norte de la Cordillera Oriental y cuenca de los Llanos (Vargas

et al., 2015). Adicionalmente, estas zonas de altas temperaturas estarían presentes hasta la base de la corteza continental por debajo de la Cordillera Oriental, teniendo en cuenta que el espesor de la corteza reportado por Poveda et al. (2015) para esta región es 60 km aproximadamente. En contraste, las anomalías termales en la cuenca de los Llanos tienen una fuente más profunda, en el manto continental, como es evidenciado en las secciones horizontales de 90 y 120 km (Figura 3-3, **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**, Figura 3-8, Figura 3-9, Figura 3-13, Figura 3-14, Figura 4-2, Figura 4-3, Figura 4-4).

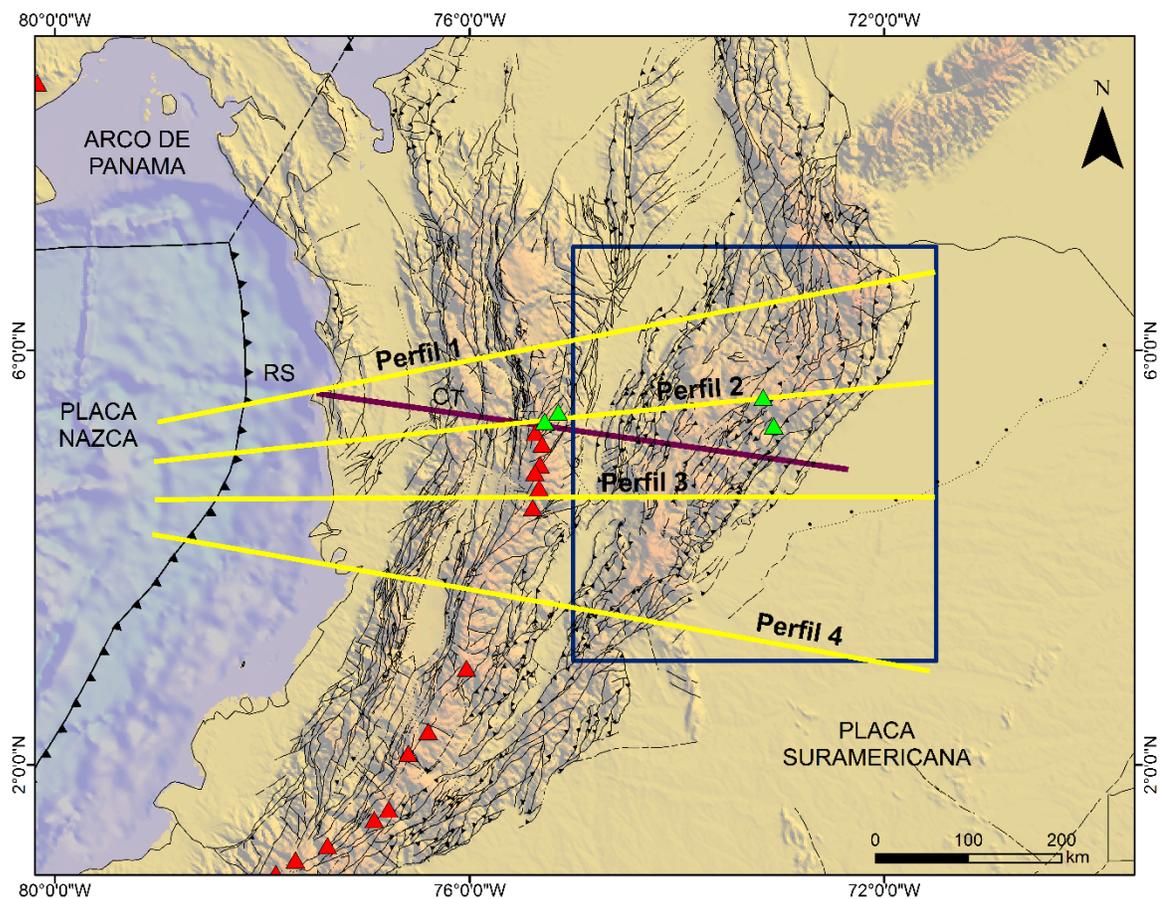


Figura 4-1 Localización perfiles tomografía sísmica local indicados por líneas amarillas. Triángulos rojos representan volcanes activos. Triángulos verdes volcanes inactivos. CT Caldas Tear. RS Sandra Ridge. Recuadro azul indica zona de estudio.

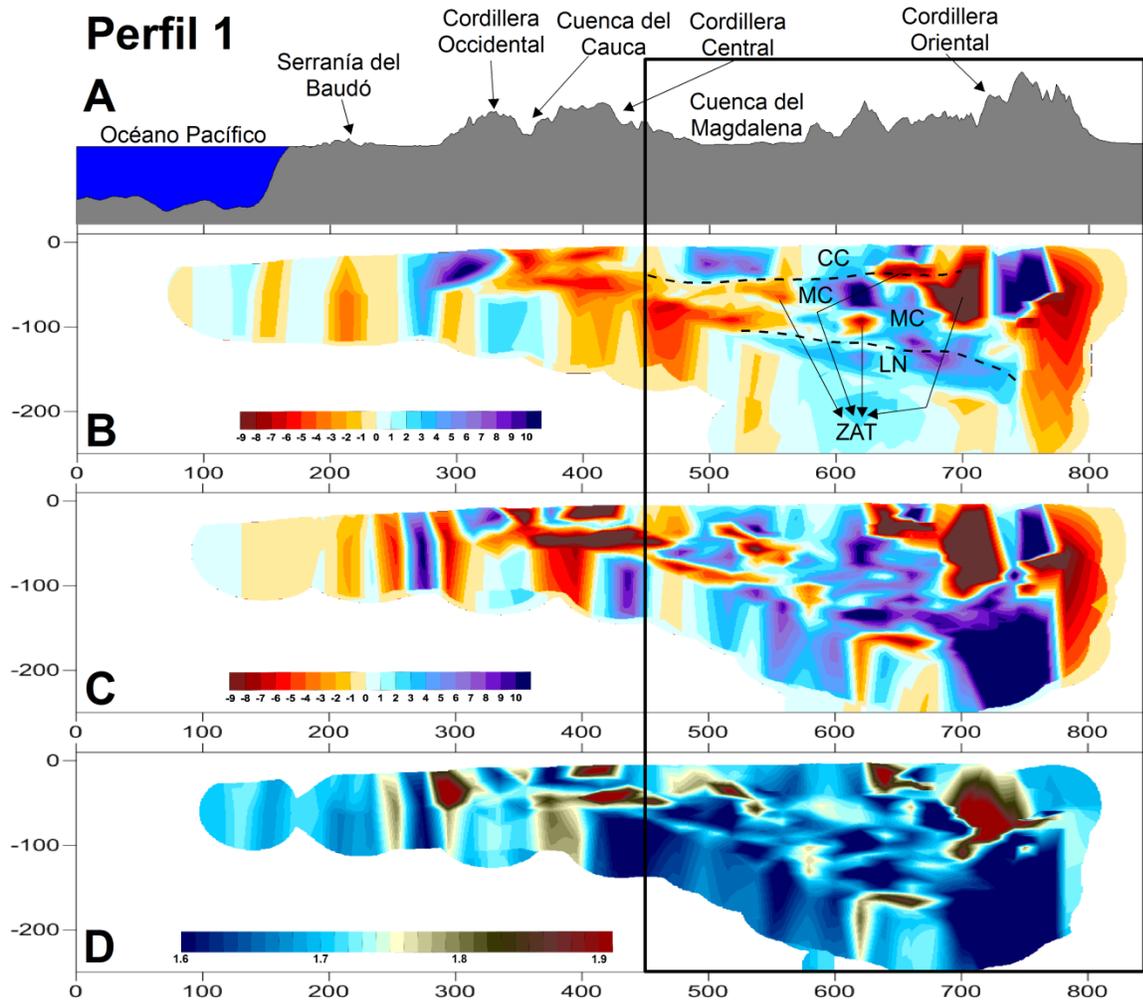


Figura 4-2 Perfil 1. A) perfil topo-batimétrico. B) Anomalías de velocidad de ondas P. C) Anomalías de velocidad de ondas S. D) Relación V_p/V_s . Recuadro negro representa la zona de estudio. CC: Corteza continental; MC: Manto continental; ZAT: Zona de alta temperatura; LN: Losa de Nazca

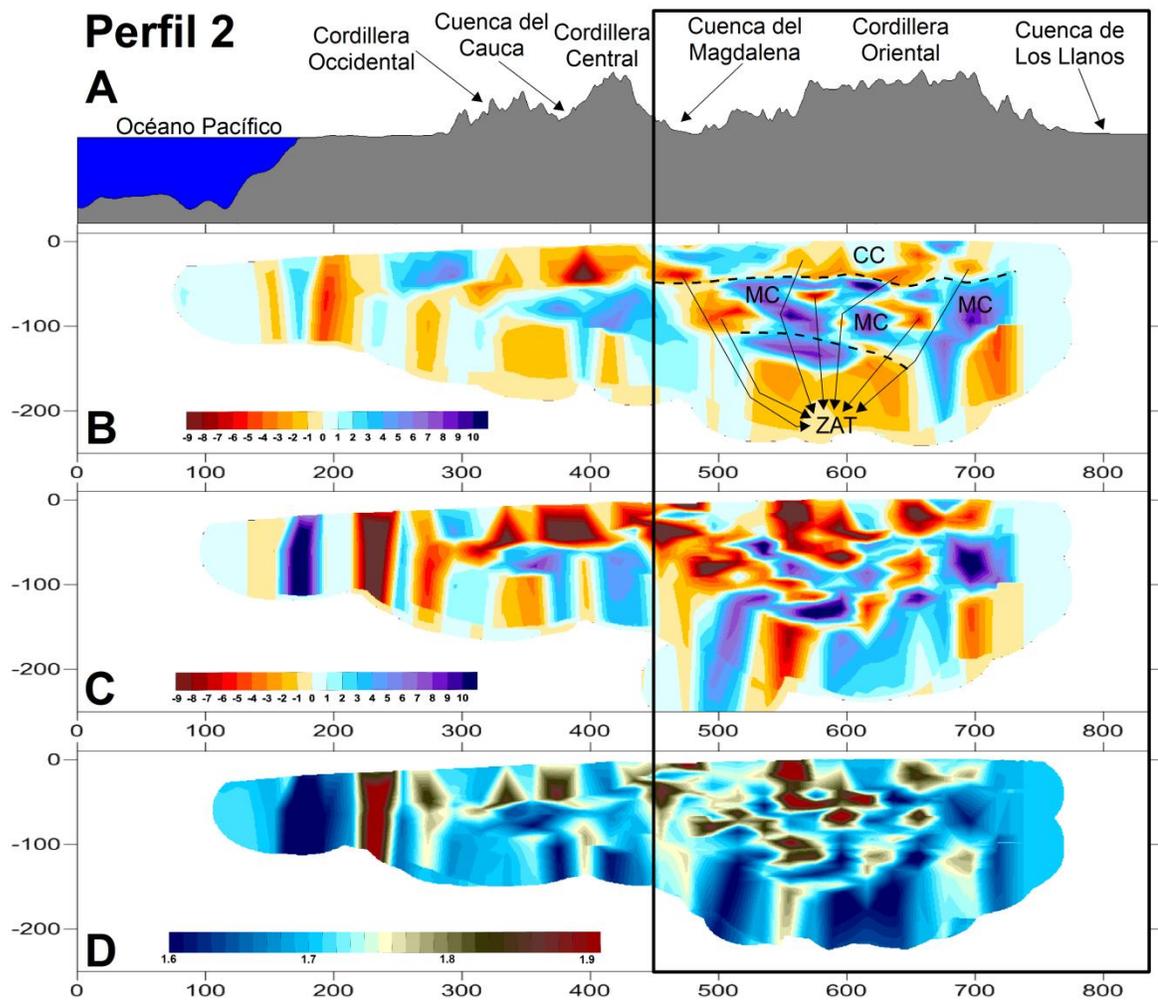


Figura 4-3 Perfil 2. A) perfil topo-batimétrico. B) Anomalías de velocidad de ondas P. C) Anomalías de velocidad de ondas S. D) Relación V_p/V_s . Recuadro negro representa la zona de estudio. CC: Corteza continental; MC: Manto continental; ZAT: Zona de alta temperatura

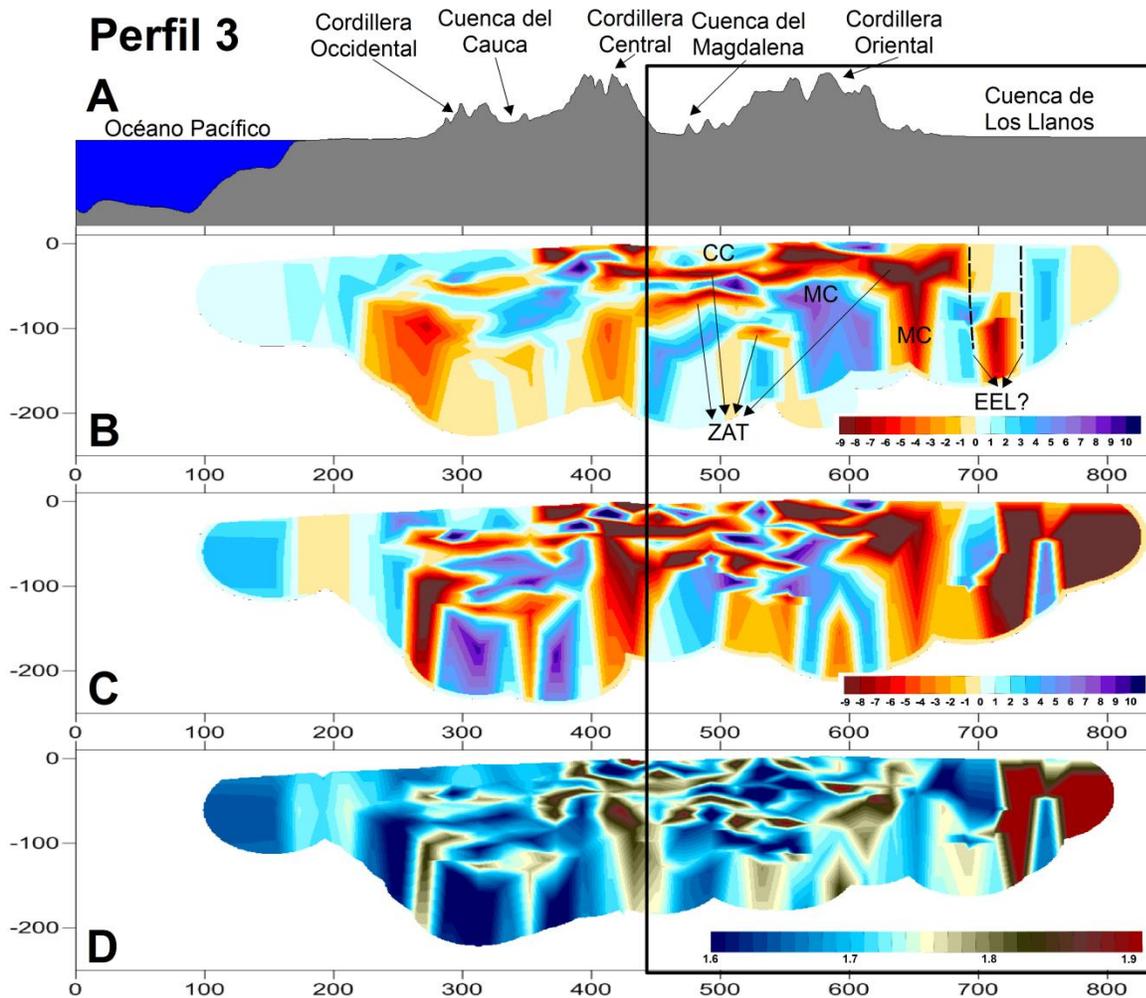


Figura 4-4 Perfil 3. A) perfil topo-batimétrico. B) Anomalías de velocidad de ondas P. C) Anomalías de velocidad de ondas S. D) Relación V_p/V_s . Recuadro negro representa la zona de estudio. CC: Corteza continental; MC: Manto continental; ZAT: Zona de alta temperatura; ELL: Estructura de escala litosférica

En las secciones horizontales de 90 y 120 km de profundidad se observa claramente un contraste en la distribución espacial de las anomalías de alta velocidad de onda P (esta observación es más clara en la sección de 90 km debido a la mejor cobertura de rayos). Al sur de 5°N aproximadamente, esta anomalía se extiende desde el sector más occidental de la zona de estudio hasta la parte central del área (73°W); mientras que, al norte de 5°N , la anomalía es más amplia, distribuyéndose más hacia el oriente (Figura 3-3, ¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.). Este comportamiento es evidencia de un cambio en la geometría de la subducción a esta latitud, donde al norte se tiene una losa con ángulo más plano, y por lo tanto más extendida al oriente, y al sur una

losa más empinada, por ende, más restringida al occidente. La presencia de estos dos segmentos de subducción ha sido descrita por varios autores (por ejemplo, Pennington, 1981; van der Hilst y Mann, 1994; Vargas y Mann, 2013; Chairabba et al., 2016), y relacionada a la existencia de una estructura de escala litosférica (*Caldas Tear* de Vargas y Mann, 2013).

A una profundidad de 150 km, al norte de la zona de estudio se identificó una importante anomalía de baja V_p , muy baja V_s , y alta relación V_p/V_s (Figura 3-5, Figura 3-10, Figura 3-15). Como se mencionó anteriormente, estas tres condiciones sugieren la presencia de zonas de altas temperaturas asociadas a la emanación de fluidos. Por lo tanto, aquí se interpreta que a 150 km de profundidad se presenta una zona de deshidratación y emanación de fluidos desde la losa en subducción, como fue sugerido por Bernal-Olaya et al. (2015). La sismicidad concentrada en este punto (Nido de Bucaramanga) es probablemente consecuencia de estos procesos de deshidratación y cambios de fase mineralógica en la placa en subducción (Chairabba et al., 2016). En algunos de los perfiles tomográficos obtenidos en este estudio se logró iluminar la losa de Nazca en subducción y el manto continental por debajo de la zona de estudio, ambos representados por anomalías positivas en V_p (Figura 4-2, Figura 4-3). En el manto continental también se observan, localmente, zonas con baja V_p , muy baja V_s , y alta V_p/V_s , principalmente por debajo de la Cordillera Oriental y Valle Medio del Magdalena (Figura 4-2, Figura 4-3). Esto sugiere la presencia de sectores con material más caliente que el manto circundante (probablemente bolsas de fundido), o un manto continental enriquecido en volátiles proveniente de la deshidratación de la losa en subducción. En el sector de la cuenca de los Llanos, algunos perfiles muestran un cambio brusco entre zonas de baja y alta V_p , lo cual podría indicar la presencia de estructuras (fallas) de escala litosférica (Figura 4-4, Figura 4-5).

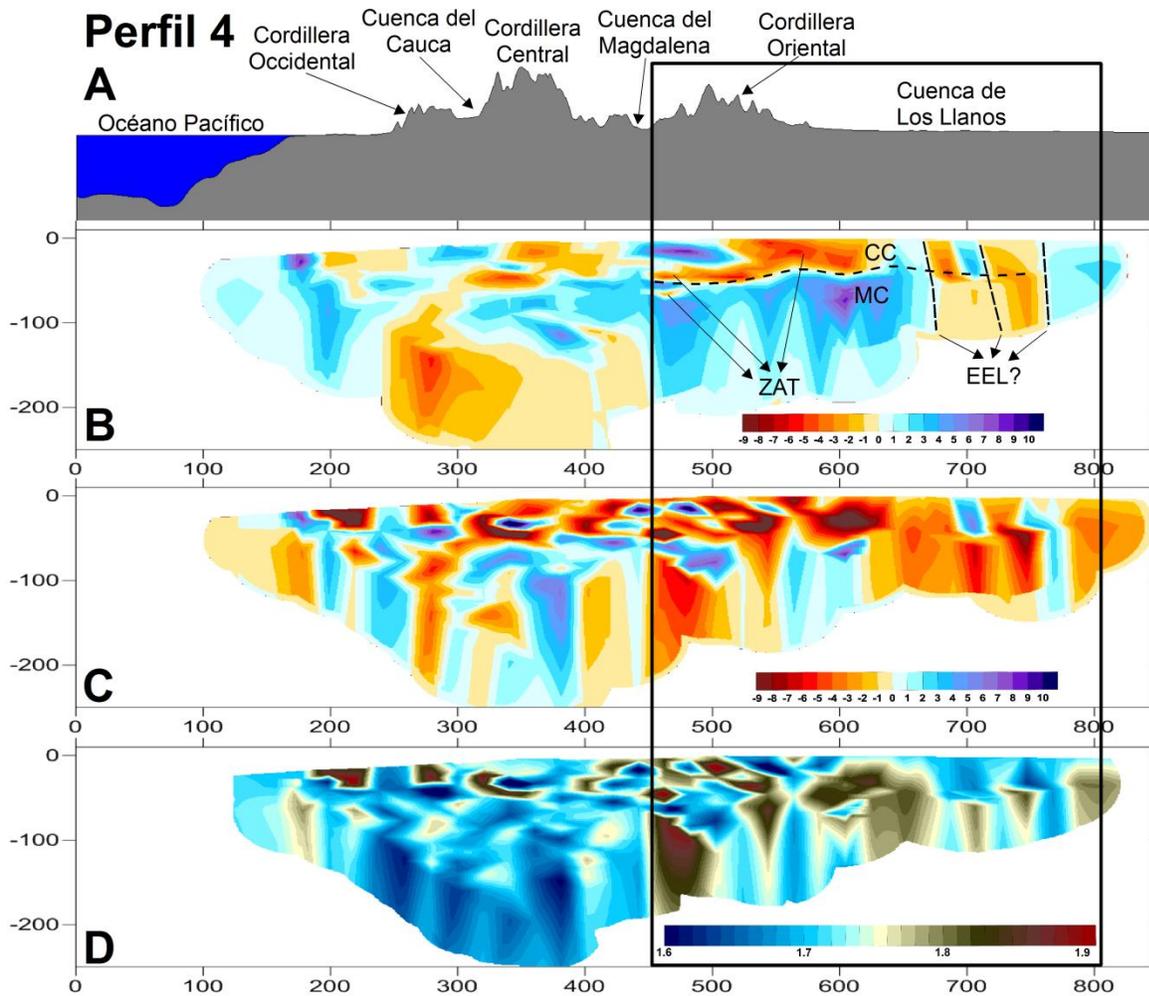


Figura 4-5 Perfil 4. A) perfil topo-batimétrico. B) Anomalías de velocidad de ondas P. C) Anomalías de velocidad de ondas S. D) Relación V_p/V_s . Recuadro negro representa la zona de estudio. CC: Corteza continental; MC: Manto continental; ZAT: Zona de alta temperatura; ELL: Estructura de escala litosférica

Por otro lado, los resultados sugieren una posible relación entre la variación espacial del parámetro b y el comportamiento de las anomalías de velocidad de las ondas P y S, siendo está más clara a nivel de la corteza terrestre. Lo anterior implica que la ocurrencia de la sismicidad está controlada por el estado termal de las rocas, y por consiguiente por el comportamiento mecánico de las mismas. Como se puede observar en las figuras Figura 3-1, Figura 3-2, Figura 3-18, Figura 3-19, zonas con anomalías termal asociadas a altas temperaturas (evidenciadas por V_p bajas, V_s muy bajas y V_p/V_s altas) coinciden espacialmente con valores pequeños del parámetro b (0.6 - 0.7). Esta situación es debida a que zonas de la corteza relativamente más calientes exhiben un

comportamiento más plástico ante los esfuerzos tectónicos, y por ende concentran menos sismicidad. La misma relación puede inferirse entre 60 y 90 km de profundidad (Figura 3-2, Figura 3-3, Figura 3-20), pero no es tan evidente debido a la poca cobertura en los resultados del parámetro *b*. infortunadamente, a mayor profundidad no fue posible establecer una relación entre el comportamientos del parámetro *b* y la tomografía, debido a la pobre cobertura de los primeros.

Por último, la geodinámica interna que ha sido descrita con anterioridad a partir de las anomalías en las velocidades de las ondas sísmicas y el comportamiento sismotectónico se ve reflejada en superficie por una tectónica activa, como fue evidenciada en la sección de morfotectónica. Aunque es difícil encontrar un parámetro que establezca relaciones específicas entre, por ejemplo, un valor específico de V_p o V_s , y un valor de sinuosidad de frente montañoso o de simetría de cuenca de drenaje, el análisis de varios índices morfotectónicos evidenció el carácter reciente de la deformación, donde frentes montañosos con muy baja sinuosidad soportan el carácter activo de la tectónica, el cual sin dudas es una consecuencia de los procesos geodinámicos internos. Adicionalmente, esto se reafirma por el basculamiento que exhiben algunas cuencas de orden mayor, tanto hacia el oriente como al occidente, y por el estado juvenil-maduro de los drenajes principales, algunos de los cuales muestran señales de rejuvenecimiento (probablemente tectónico) en sus curvas hipsométricas. Por su parte, el análisis de la deformación sismotectónica para toda la zona muestra el predominio de un régimen compresivo, con un importante componente al N. Esta observación es consistente con la dirección de los vectores de desplazamiento GPS reportados por varios autores (Trenkamp et al., 2002; Mora et al., 2014), y evidencia el movimiento del bloque del Norte de los Andes hacia el norte y nororiente con respecto a la parte estable de Suramérica como consecuencia de la subducción oblicua de la placa de Nazca y el choque del ridge de Carnegie y el arco de Panamá contra el occidente de Suramérica (Trenkamp et al., 2002).

5. Conclusiones

Se concluye a partir de esta investigación que

- Combinaciones de anomalías de V_p bajas, V_s muy bajas y V_p/V_s altas, principalmente en los primeros 30 km de la corteza continental, evidencian la presencia de anomalías termales relacionadas con zonas de alta temperatura en la parte norte y central de la Cordillera Oriental, en la cuenca de los Llanos y en el Valle Medio del Magdalena. Para el caso de la cuenca de los Llanos, estas anomalías termales tienen una fuente más profunda, posiblemente en el manto continental, como es observado en las secciones tomográficas de 90 y 120 km de profundidad.
- Regiones con bajos valores de parámetro b coinciden espacialmente con zonas de alta temperatura en la corteza, lo que implica que las rocas allí presentan un comportamiento más plástico al someterse a esfuerzos tectónicos, y por lo tanto, concentran menor sismicidad.
- El comportamiento de las anomalías de velocidad de onda P a profundidades entre 90 y 120 km es altamente contrastante y da cuenta de dos segmentos de subducción con geometrías diferentes: uno de bajo ángulo al norte de 5° y uno de ángulo más empinado al sur de esta latitud. Al norte de la zona de estudio, se observa a 150 km de profundidad una importante anomalía de baja V_p , muy baja V_s y alta V_p/V_s , lo cual sugiere la presencia de una zona de alta temperatura asociada probablemente a procesos de deshidratación y emanación de fluidos de la losa en subducción. La presencia de la sismicidad concentrada del nido de Bucaramanga en este sector es probablemente la consecuencia de estos procesos de deshidratación y cambios de fase mineralógica.

- Desde el punto de vista sismotectónico, el área de estudio presenta predominio de un régimen compresivo con una importante componente al N. Además, el análisis morfotectónico regional permitió comprobar cuantitativamente que existe en la zona un alto grado de tectónica activa, como fue evidenciado por los cálculos de sinuosidad del frente montañoso, asimetría de la cuenca de drenaje, y curva hipsométrica. No obstante, no fue posible establecer relaciones cuantitativas específicas entre los parámetros que se usaron en este estudio para describir la geodinámica interna profunda (anomalías de velocidad de las ondas P y S, parámetro b) con los índices morfotectónicos que caracterizan la actividad tectónica en superficie. Lo que es sí es claro, es que el relieve de la Cordillera Oriental de Colombia, en la zona de estudio, es activo tectónicamente, como consecuencia directa de los procesos tectónicos profundos que se abordaron en esta investigación.

6. Bibliografía

Bedoya-González, D.A., Vargas, C.A., Chicangana, G. 2014. Modelos de Atenuación para una Zona del piedemonte llanero Colombiano utilizando atenuación de ondas coda. *Boletín de Geología* 20143691-100.

Bernal-Olaya, Rocío, P. Mann, C.A. Vargas. 2015. Earthquake, tomographic, seismic reflection, and gravity evidence for a shallowly dipping subduction zone beneath the Caribbean margin of Northwestern Colombia. In C. Bartolini and P. Mann, eds., *Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean Margin: AAPG Memoir 108*, p. 247-270.

Bull, W.B., McFadden, L.D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: Doehering, D.O. (Ed.), *Geomorphology in arid regions. Proceedings at the Eighth Annual Geomorphology Symposium*. State University of New York, Binghamton, NY, pp. 115–138.

Cediel, F., Shaw, R., Cáceres, C. 2003. Tectonic assembly of the northern Andean Block, In: C. Bartolini et al. (Eds.), *The circum-gulf of Mexico and Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics*, AAPG Memoir, 79, 815-848.

Chiarabba, C., P. De Gori, C. Faccenna, F. Speranza, D. Seccia, V. Dionicio, G.A. Prieto. 2015. Subduction system and flat slab beneath the Eastern Cordillera of Colombia, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 16, doi: 10.1002/2015GC006048.

Colletta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P., y Rudkiweicz, J.L. 1990. Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera, Colombia from a balanced cross section, in Letouzey, J., ed., *Petroleum y Tectonics in Mobile Belts: Paris, Editions Technip*, 81-100.

- Cooper, M.A., Addison, F.T., Álvarez, R., Coral, M., Graham, R.H., Hayward, S.H., Martínez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A.J., y Taborda, A. 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 79 (10): 1421-1443.
- Cortés, M., Angelier, J. 2005. Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes, *Tectonophysics*, 403, 29–58.
- Corredor, F. 2003. Seismic strain rates and distributed continental deformation in the northern Andes and three-dimensional seismotectonics of northwestern South America, *Tectonophysics*, 372, 147–166.
- Cox, R.T. 1994. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. *Bulletin of the Geological Society of America* 106, 571-581.
- Cuervo, A., Pérez, N., Lamus, F. 2015. Levantamiento de la Cordillera Oriental de los Andes colombianos. *Hipótesis, Apuntes científicos uniandinos*, núm. 19, 2015
- Durán, J., Vargas, C., Briceño, L. 2002. Análisis espacial y temporal de Q-Coda en el Piedemonte Llanero (Colombia). *Geofísica Colombiana*, N° 6, pp. 33-39.
- Kostrov, B. 1975. *Mecánica de los Focos de los Sismos Tectónicos*. Edit. Nauka. (en Ruso), 172p.
- Kostrov, B.V., Das, S. 1988. *Principles of Earthquake Source Mechanics*. Cambridge University Press, Applied Mathematics and Mechanics Series, 286 pp.
- Koulakov, I. 2009. LOTOS code for local earthquake tomographic inversion. Benchmarks for testing tomographic algorithms, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 99, No. 1, pp. 194-214, doi: 10.1785/0120080013
- Londoño, J.M., Bohórquez, O.P., Ospina, L.F. 2010. Tomografía Sísmica 3d del Sector de Cúcuta, Colombia. *Boletín de Geología*, Vol. 32, N° 1, 107-141

Mezcua, J., Rueda, J., Buforn, E. 1991. Seismic Deformation in the Azores-Alborean Sea Region. Monografías Instituto Geográfico Nacional, 8, 205-211.

Mora, A., Parra, M., Strecker, M.R., Kammer, A., Dimaté, C., Rodríguez, F. 2006. Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia: *Tectonics*, 25(2): 1-19.

Mora, H., N. Acero, S. Cardozo, J. Ramírez, G. Martínez, S. Lizarazo, F. Díaz, A. Vásquez. 2014. Mapa de desplazamientos relativos. Escala 1:5.000.000. Servicio Geológico Colombiano. Disponible en: <https://geored.sgc.gov.co/index.php/es/redgps/velocidades-2010>

Mora-Páez, H., Mencin, D.J., Molnar, P., Diederix, H., Cardona-Piedrahita, L., Peláez-Gaviria, J.-R., Corchuelo-Cuervo, Y. 2016. GPS velocities and the construction of the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. *Geophys. Res. Lett.*, 43, 8407-8416, doi:10.1002/2016GL069795.

Muñoz-Burbano, F.J., Vargas, C.A., Chicangana, G. 2015. Seismicity in Colombian llanos foothills: Characterization, relocation and local seismic tomography. *Boletín de Ciencias de la Tierra*. (38), pp. 14-24

Pennington, W.D. 1981. Subduction of the eastern Panama basin and seismotectonics of northwestern South America, *J. Geophys. Res.*, 86, B11, 10753-10770, doi: 10.1029/JB086iB11p10753.

Poveda, E., G. Monsalve, C.A. Vargas. 2015. Receiver functions and crustal structure of the northwestern Andean region, Colombia, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, 2408-2425, doi: 10.1002/2014JB011304.

Shahzad, F., R. Gloaguen. 2011a. A MATLAB based toolbox for tectonic geomorphology, Part 1: Drainage network preprocessing and stream profile analysis, *Computers & Geosciences* 37, 250-260, doi: 10.1016/j.cageo.2010.06.008.

Shahzad, F., R. Gloaguen. 2011b. A MATLAB based toolbox for tectonic geomorphology, Part 2: Surface dynamics and basin analysis, *Computers & Geosciences* 37, 261-271, doi: 10.1016/j.cageo.2010.06.009.

Strahler, A.N. 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions of the American Geophysical Union*, 8 (6), 913-920.

Taboada, A., Rivera, L.A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., Rivera, C. 2000. Geodynamics of the Northern Andes, subductions and intracontinental deformation (Colombia), *Tectonics*, 19, 787–813.

Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymueller, J.T., Mora, H. 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations, *J. S. Am. Earth Sci.*, 15, no. 2, 157–171.

Van der Hammen, T., 1958, Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano Continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos: *Boletín Geológico, Ingeominas Bogotá*, 6(1-3): 67-128.

Van der Hilst, R.D., Mann, P. 1994. Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America, *Geology*, 22, 451–454.

Vargas, C.A., Pujades, L.G., Ugalde, A., Canas, J.A. 2003. Tomografía sísmica local en el territorio Colombiano. *Revista Internacional de Métodos Numéricos para Cálculo y Diseño en Ingeniería*. Vol. 19, 3, 255-278

Vargas, C.A., Pujades, L.G., Montes, L. 2007. Seismic structure of South-Central Andes of Colombia by tomographic inversion. *Geofísica Internacional* (2007), Vol. 46, Num. 2, pp. 117 127

Vargas, C.A., C. Alfaro, L.A. Briceño, I. Alvarado, W. Quintero. 2009. Mapa Geotérmico de Colombia–2009. In *Proceedings of X Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas*, Cartagena, Colombia.

Vargas, C.A., y Mann, P. 2013. Tearing and breaking off of subducted slabs as the result of collision of the Panama arc-indentor with Northwestern South America, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 103, No. 3, 2025–2046, doi: 10.1785/0120120328.

Vargas, C.A., J. Idárraga-García, J.M. Salazar. 2015. Curie point depths in northwestern South America and the southwestern Caribbean Sea. In C. Bartolini and P. Mann, eds.,

Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean Margin: AAPG Memoir 108, p. 179-200.

Wiemer, S. 2001. A software package to analyze seismicity: Zmap. *Seismol. Res. Lett.*, 72, p. 373-382.