

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

TOMOGRFÍA DE SISMOS LOCALES EN LA REGIÓN DEL CARIBE

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por los Brs. Crasto Ybarra, Noel Alexander
Jaramillo Monterrey, Ana Gabriela
Para optar al Título
De Ingeniero Geofísico

Caracas, noviembre 2019

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

TOMOGRAFÍA DE SISMOS LOCALES EN LA REGIÓN DEL CARIBE

TUTOR ACADÉMICO: Prof Mariano Arnaiz

COTUTOR ACADÉMICO: Prof Michael Schmitz

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por los Brs. Crasto Ybarra, Noel Alexander
Jaramillo Monterrey, Ana Gabriela
Para optar al Título
De Ingeniero Geofísico

Caracas, noviembre 2019

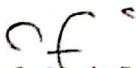
CONSTANCIA DE APROBACIÓN

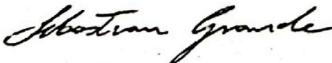
Caracas, 12 de noviembre de 2019

Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por los Brs. **Noel Alexander Crasto Ybarra** y **Ana Gabriela Jaramillo Monterrey**, titulado:

Tomografía de sismos locales en la región del Caribe

consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al título de Ingeniero Geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas del autor, lo declaran **APROBADO**.


Prof. Nuris Orihuela
Jurado


Prof. Sebastián Grande
Jurado


Prof. Michael Schmitz
(Tutor académico)



EGMG-DG-20191112-01-01



Universidad Central de Venezuela
Facultad de Ingeniería
Escuela de Geología, Minas y Geofísica
Departamento de Geofísica
Caracas

FACULTAD DE INGENIERIA

ACTA DE EVALUACIÓN DEL TRABAJO ESPECIAL DE GRADO DE LOS BACHILLERES NOEL ALEXANDER CRASTO YBARRA Y ANA GABRIELA JARAMILLO MONTERREY DEL DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA.

Los abajo firmantes, integrantes de la totalidad del jurado examinador designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica para evaluar el Trabajo Especial de Grado titulado: **“TOMOGRAFÍA DE SISMOS LOCALES EN LA REGIÓN DEL CARIBE”** presentado por los bachilleres: **NOEL ALEXANDER CRASTO YBARRA**, Cédula de Identidad N° V-24.998.302, y **ANA GABRIELA JARAMILLO MONTERREY**, Cédula de Identidad N° V-24.462.060, para optar al título de Ingeniero Geofísico; en el acto de defensa pública correspondiente, considerando:

- 1.- Que se trata de un excelente trabajo, tanto por su contenido como presentación que se basa en la aplicación de una metodología nueva en la región basada en una extensa investigación usando datos de sismos locales de la región Caribe.
- 2.- Que determina el primer modelo 1-D detallado de las regiones Occidente y Oriente de Venezuela, así como una re-localización de la sismicidad.
- 3.- Que constituye un valioso aporte a la geodinámica litosférica en la región Caribe.
- 4.- Que puede considerarse la base para futuras investigaciones en el área de estudio.

Acordamos, por unanimidad, otorgar Mención Honorífica a los bachilleres NOEL ALEXANDER CRASTO YBARRA y ANA GABRIELA JARAMILLO MONTERREY.

En la Ciudad Universitaria de Caracas, a los doce días del mes de noviembre de dos mil diecinueve.


Prof. Nuris Orihuela
Miembro del Jurado


Prof. Sebastián Grande
Miembro del Jurado


Prof. Michael Schmitz
Cotutor Académico
Coordinador del Jurado

Ciudad Universitaria de Caracas – Patrimonio Cultural de la Humanidad
Edf. Geología-Química y Petróleo. Facultad de Ingeniería. Ciudad Universitaria, Caracas
Teléfonos: +58 (212) 605-3121 – RIF: G-20000062-5

1 de 1

DEDICATORIA

A mi mamá, la mujer más luchadora del mundo.

A mis hermanas, las mujeres de mi vida

A mis sobrinos, mis 5 regalos

Toda mi familia.

Noel Crasto.

A mis padres, Oneida y Fidel. Por su amor infinito

A mi hermana, mis abuelos y mi tía, por todo el apoyo

Ana Jaramillo.

AGRADECIMIENTOS

Noel Crasto

En primer lugar quiero agradecer a Dios Padre Todopoderoso y a la Santísima Virgen María por su infinita protección, por ser mi guía, por levantarme en cada caída y ayudarme a superar todos los obstáculos a lo largo de mi carrera.

A mi Alma Mater, la Ilustre Universidad Central de Venezuela, mi segunda casa, y el lugar donde aprendí que lo único imposible es aquello que no intentas.

A mi mamá María Ybarra, quién incansablemente me apoyó y que a pesar de las dificultades, se encargó de que no me faltara nada durante mis estudios, a ella le debo cada uno de mis logros y representa mi mayor inspiración y motivación. A mi hermanita Naomy Crasto, que siempre estuvo a mi lado viviendo los momentos buenos y malos, y que sin su sacrificio difícilmente hubiera terminado mi carrera. A mis hermanas Jurimay y Geraldine, quienes siempre han creído en mí y me han apoyado infinitamente. A mis tías Eliona y Chavela quienes han sido unas segundas madres para mí e incansablemente me apoyaron en cada etapa de mi formación profesional. A mis sobrinos Jhonn y Angeli, que me ayudaron con la tediosa organización de los datos. Para toda mi familia, ninguna palabra alcanza para describir mi agradecimiento, ustedes han sabido entender mis ausencias y han sido la base fundamental de mi vida, a todos los amo infinitamente.

Mi compañera de TEG Ana Jaramillo con quien compartí todos los momentos de traspaso, estrés, frustración y alegría a lo largo de este difícil camino. A mis amigos Nicole Oliveira, Luisdaniel Rivera y Willianny Castellanos con quienes viví las más gratas experiencias en la universidad. A todos los muchachos del Bunker (Bryan, Karen, Leo, Roddys, Nuñez, Guerrero, Carrillo, Freyder, Nixon, Priscila, Jessica, Yani, Juan, Samantha y Yohnny), a quienes considero como una segunda familia.

A mi tutor Mariano Arnaiz por permitirme trabajar en un tema innovador y desafiante, pero sobre todo por todas sus enseñanzas. A los profesores Michael Schmitz por su

paciente y constante asesoría, Inírida Rodríguez por permitirme ser su preparador y toda la confianza brindada, y Janckarlos Reyes, José Cavada, Rosa Jiménez y Ricardo Alezones, a quienes les debo gran parte de mi formación profesional. A las profesoras del básico, Graciela Martins y Carolina Lizardi, por enseñarme a confiar en mí mismo. Al Dr. Ivan Koulakov, quien siempre estuvo atento a solventar todas las dudas referentes al LOTOS. A Ana Sánchez por inducirme en el mundo del GMT.

A Elimar Gil que desde mis comienzos en la carrera fue mi guía y apoyo, gracias por tu amistad incondicional. A mis amigos del 1er semestre, Wilfredo Salazar, Miguel Verde y Rodolfo Castro con quienes viví los primeros y peores momentos de mi carrera. Y no puede faltar mi panita Laurita, quien también me ha soportado desde el inicio de la carrera, me ha apoyado con sus consejos y siempre estuvo atenta sobre el avance del TEG.

A mis hermanos de la vida, Kevin Medina, que a pesar de la distancia siempre mantuvo su apoyo tecnológico en todos los momentos que lo requerí. Giampaolo Gnech por prestarme su computadora, Luis Ordaz por regalarme el disco duro y Andrés Urdaneta por su preocupación. A ustedes les agradezco por siempre mostrar su fraternal y particular apoyo, además de intentar evitar que me volviera completamente loco.

Ana Jaramillo

A Dios por permitirme estudiar en “*La casa que vence las sombras*”, por los excelentes profesores que colocó en mi camino, y por todas las experiencias vividas en estos años de estudios.

A la Ilustre Universidad Central de Venezuela por brindarnos sus espacios de libertad y aprendizaje.

A mis padres por su apoyo incondicional y todo el esfuerzo que hacen por darme lo mejor. Son mi motivación para seguir adelante y dar lo mejor de mí. Gracias por impulsarme a hacer grandes cosas y por siempre decirme “*SÍ, SÍ PUEDES LOGRARLO*”. Los amo inmensamente.

A mi hermanita Sofía por escucharme y apoyarme desde la distancia. TE AMO.

A mis abuelos maternos y a la madri por acompañarme en este camino y siempre estar allí dándome buenos consejos. Son mi ejemplo de trabajo y constancia. LOS AMO.

A Cristhian David por estar conmigo, cada día, en cada paso, motivándome a continuar, creyendo en mí, compartiendo momentos de risas y de lágrimas. Eres una de las mejores cosas que me pudo pasar en estos años en la UCV. TE AMO

Al resto de mi familia por siempre estar presentes compartiendo los logros y apoyándome.

A mi compañero de Trabajo Especial de Grado, Noel Alexander. Sin duda el mejor compañero de tesis que pude tener. Gracias por ser un gran amigo, un ejemplo de perseverancia y trabajo fuerte. Te quiero muchísimo Noelito.

A todos los profesores que nos guiaron en este camino. Siempre dando lo mejor para que brindarnos una formación de calidad y excelencia. Gracias por su labor invaluable.

A nuestro tutor, Mariano, por enseñarme no sólo sobre la geofísica, sino de la vida.

A nuestro cotutor, una de las mejores personas que conocí en estos años, el profe Michael (El Grandiso) por sus asesorías. Gracias por siempre estar dispuesto a

transmitir sus conocimientos. Gracias por ser un ejemplo no sólo en lo académico sino un excelente ser humano que intenta dejar grandes huellas en todo lo que hace.

Al Dr Ivan Koulakov por permitirnos usar su código *LOTOS*, por responder nuestras inquietudes y su asesoría permanente durante la primera fase de este trabajo.

Al profe Janckarlos por su apoyo durante nuestra carrera. Gracias por siempre impulsar nuestras ideas. A la profe Rosita por siempre ser una mano amiga y escucharnos en cualquier momento. Al profe Alezones por siempre estar dispuesto a enseñarnos sobre la geología. Gracias seguir transmitiendo sus conocimientos, por escuchar a cada estudiante y por su gran sentido del humor. Al profe Cavada por todo su apoyo, por enseñarnos sobre procesamiento, programación y siempre responder nuestras incognitas.

A mis amiguitos de básico (Luis, Daniela, Alberto, Rafael, José Manuel, Alfredo, Andrea y todos los que faltan). Gracias por estar durante estos años, por los buenos momentos compartidos, por las noches de reuniones, bailes y conversaciones en las que literalmente hablamos de TODO.

A los geotesistas (Nicole, Luisdaniel y Willy), por todas las tardes de cafes, por ser amigos incondicionales, con los que he compartido muy buenas experiencias.

A mis amiguitos del Bunker (Bryan, Carrillo, Jessica, Yani, Samantha, Nuñez, Yohnny, Roddys, Juan, Karen, Leo, Guerrero, Freyder, Nixon, Priscilla) Gracias por esos maravillosos días de Geofísica de Campo 2019. Gracias por la alegría que transmiten. Gracias por ser el mejor ejemplo de unión, tolerancia y por enseñarme que solo se puede llegar más rápido, pero juntos se llega MÁS LEJOS.

Gracias a todos aquellos que me brindaron su apoyo durante este Trabajo Especial Grado. A los que de una u otra forma me ayudaron a llegar hasta aquí.

Crasto Y., Noel A; Jaramillo M., Ana G.

TOMOGRAFÍA DE SISMOS LOCALES EN LA REGIÓN DEL CARIBE

Tutor académico: Prof Mariano Arnaiz

Cotutor académico: Prof Michael Schmitz

Trabajo especial de grado. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2019. 186 p.

Palabras claves: cinturón Circuncaribeño, Tomografía de sismos locales, LOTOS14, anomalías de velocidades.

RESUMEN

Las complejidades geológicas y tectónicas que involucra el cinturón Circuncaribeño han sido motivo de diversos estudios geofísicos, sin embargo, aún se desconocen aspectos sobre el estado actual de la litosfera y su evolución geodinámica. En este trabajo se realizaron un conjunto de tomografías de sismos locales alrededor de esta región con la finalidad de caracterizar su estructura litosférica. Se utilizaron los datos correspondientes a los tiempos de llegada de las ondas P y S en 734 estaciones adscritas al ISC y 80 estaciones del proyecto BOLIVAR, que posteriormente fueron divididos para 7 ventanas de estudio. El proceso de inversión se llevó a cabo mediante el algoritmo tomográfico LOTOS14. En primer lugar, se determinaron los parámetros de inversión, a partir de pruebas de resolución. Luego, se procedió a obtener los modelos 1D optimizados para cada zona de estudio. Finalmente, se realizó una inversión con los nuevos modelos de velocidad que permitieron obtener secciones horizontales y verticales de anomalías de velocidad. Los modelos de velocidades 1D evidenciaron mayores velocidades para las zonas con predominio de corteza oceánica, mientras que las velocidades más bajas fueron obtenidas en zonas continentales volcánicas con elevado gradiente geotérmico. Además, las anomalías de velocidades permitieron concluir que las zonas de bajas velocidades en cordilleras no volcánicas, poseen relación con los sistemas de fallas responsables del fracturamiento a nivel cortical, mientras que, las zonas de subducción exhibieron zonas de bajas velocidades relacionadas a los procesos de deshidratación de la losa de subducción.

ÍNDICE DE CONTENIDO

	Página
CONSTANCIA DE APROBACIÓN	iii
DEDICATORIA	v
AGRADECIMIENTOS	vi
RESUMEN	x
CAPÍTULO I	1
INTRODUCCIÓN	1
1.1 Planteamiento de problema.....	1
1.2 Objetivos	2
1.2.1 Objetivo general.....	2
1.2.2 Objetivos específicos:	2
1.3 Ubicación del área de estudio	3
CAPÍTULO II	4
MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO	4
2.1 Placa Caribe	4
2.2 Límite Sur	6
2.2.1 Colombia.....	6
2.2.2 Occidente de Venezuela.....	11
2.2.3 Oriente de Venezuela	16
2.3 Límite este.....	19
2.4 Límite Norte.....	23
2.5 Límite Oeste.....	26
CAPÍTULO III	30
MARCO TEÓRICO	30
3.1 Fundamentos básicos	30
3.2 Tomografía sísmica.....	33
3.3 Tomografía de sismos locales	36
3.4 LOTOS (Local Tomography Software).....	38
3.4.1 Optimización del modelo 1D	39
3.4.2 Inversión Tomográfica.....	41
3.5 Prueba del tablero de ajedrez	44

CAPÍTULO IV	46
MARCO METODOLÓGICO	46
4.1 Descarga del dato sísmológico.....	46
4.2 Organización y preparación de los datos	47
4.3 Estimación de parámetros	48
4.3.1 Modelo 1D inicial	48
4.4.1 Prueba del tablero de ajedrez	49
4.4.2 Resolución vertical.....	52
4.5 Inversión	54
CAPÍTULO V	58
RESULTADOS Y DISCUSIÓN	58
5.1 Resultados	58
5.1.1 Modelos 1D.....	58
5.1.2 Secciones horizontales	61
5.2 Discusión.....	64
5.2.1 Modelos 1D.....	64
5.2.2 Ventana 1 (Colombia).....	66
5.2.3 Ventana 2 (Occidente de Venezuela).....	71
5.2.4 Ventana 3 (Oriente de Venezuela).....	77
5.2.5 Ventana 4 (Antillas Menores).....	84
5.2.6 Ventana 5 (Puerto Rico).....	90
5.2.7 Ventana 6 (Sur de México, Guatemala, El Salvador)	96
5.2.8 Ventana 7 (Nicaragua, Costa Rica).....	100
5.2.9 Interpretación conjunta	105
5.2.9.1 Cadenas montañosas	105
5.2.9.2 Zonas de subducción.....	106
5.2.9.4 Estructuras sismogénicas	111
CAPÍTULO VI	119
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	119
BIBLIOGRAFÍAS	122
APÉNDICES	146

ÍNDICE DE FIGURAS

Página

Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio y estaciones sismológicas.....	3
Figura 2. Principales rasgos geológicos y tectónicos de la región del Caribe. (Burbach <i>et al.</i> , 1984; Bouysse <i>et al.</i> , 1990).....	4
Figura 3. Mapa de características tectónicas de Colombia. (Burbach <i>et al.</i> , 1984; Hayes, 2018).	8
Figura 4. Rasgos geológicos y estructurales de Colombia. (Barrero, 2012; Vargas <i>et al.</i> , 2009).	10
Figura 5. Rasgos geológicos y estructurales del Occidente de Venezuela. (Audemard y Audemard, 2002; Dhont <i>et al.</i> , 2012).	12
Figura 6. Modelos esquemáticos que ilustran las diversas teorías propuestas para la evolución de Los Andes venezolanos (Modificado de Monod <i>et al.</i> , 2010).	14
Figura 7. Rasgos geológicos y estructurales del Occidente de Venezuela (Feo Codecido <i>et al.</i> , 1984; Di Croce, 1995).....	16
Figura 8. Rasgos geológicos y estructurales de las Antillas Menores. (Bouysse <i>et al.</i> , 1990; Hayes, 2018).	20
Figura 9. Ilustración sistemática con los elementos esenciales a lo largo del arco reciente de las Antillas Menores. (Tomado de Gonzalez <i>et al.</i> , 2018)	21
Figura 10. Representación de las tres zonas de deshidratación. La ubicación de las anomalías de velocidades de ondas P que representan un mínimo cerca de 50 km de profundidad se resalta con una línea blanca. (Paulatto <i>et al.</i> , 2017)..	23
Figura 11. Secciones verticales a lo largo de Puerto Rico e Islas Vírgenes (Modificado de Dolan <i>et al.</i> , 1998).....	24
Figura 12. Profundidad de la losa de subducción al este de las Antillas Mayores. (Dolan <i>et al.</i> , 1998).	25
Figura 13. Provincias ígneas de Puerto Rico.	26
Figura 14. Rasgos tectónicos de Centroamérica. (Rogers <i>et al.</i> , 2007; Baumgartner <i>et al.</i> , 2008; Campa y Coney, 1983).	28
Figura 15. Profundidad de la losa de subducción en Centroamérica.	29
Figura 16. Representación de los elementos principales de un sismo (Hamblin y Christiansen, 2003).	30
Figura 17. Movimiento de las partículas con el paso de ondas P y S (Earthquake Glossry of United States Geological Survey, 2019).	31
Figura 18. Representación 2D de la división de un medio en celdas para el proceso de inversión (Modificado de Stein y Wysession, 2003).	35
Figura 19. Representación esquemática de una tomografía de sismos locales (Modificado de Thurber, 2003).....	37
Figura 20. Representación de la distribución de los rayos sísmicos para una tomografía de sismos locales (Koulakov <i>et al.</i> , 2012).....	38

Figura 21. Estructura general del algoritmo LOTOS.....	40
Figura 22. Representación 2D del trazado de rayos Bending utilizado por el LOTOS. Los cuadros oscuros representan anomalías de velocidad positivas de +30% y los cuadros claros son anomalías negativas de -30% (Modificado de Koulakov, 2009).	42
Figura 23. Construcción de los grids y nodos orientados a 0° y 22° de acuerdo a la distribución de los rayos.	43
Figura 24. Ejemplo del resultado tomográfico. a) Sección horizontal a 150 km. b) sección vertical con anomalías Vp. (Raof <i>et al.</i> , 2017)	44
Figura 25. Resolución de los modelos con respuesta al impulso y prueba de tablero de ajedrez (Shearer, 2009).	45
Figura 26. Representación esquemática del proceso de elaboración de tomografías de sismos locales.....	46
Figura 27. Mapa de localización de las ventanas de estudio.....	48
Figura 28. Mapa de los puntos centrales de cada ventana de estudio.	50
Figura 29. Test de tablero de ajedrez del Occidente de Venezuela para diferentes tamaños de celdas.	51
Figura 30. Perfiles trazados en la zona de estudio	53
Figura 31. Modelo sintético vertical del perfil C-C'	54
Figura 32. Representación esquemática de la obtención de los modelos 1D.....	54
Figura 33. Modelos 1D optimizados utilizados para la inversión de estudio.	56
Figura 34. Modelo 1D de velocidad de ondas P obtenidos para el Caribe.	58
Figura 35 Modelos 1D de velocidades para Venezuela. Comparación entre los modelos obtenidos en este trabajo y los de Bosch (1997) y FUNVISIS.....	66
Figura 36. Secciones horizontales de anomalías Vp, Vs y relación Vp/Vs para la ventana 1	69
Figura 37. Secciones verticales de anomalías Vp, Vs, relación Vp/Vs y velocidades absolutas para el perfil A-A'	70
Figura 38. Secciones horizontales de anomalías Vp, Vs y relación Vp/Vs para la ventana 2.	75
Figura 39. Secciones verticales de anomalías Vp, Vs, relación Vp/Vs y velocidades absolutas para los perfiles B-B' y C-C'.	76
Figura 40. Secciones horizontales de anomalías Vp, Vs y relación Vp/Vs para la ventana 3.	82
Figura 41. Secciones verticales de anomalías Vp, Vs, relación Vp/Vs y velocidades absolutas para los perfiles D-D', E-E', y F-F'.	83
Figura 42. Secciones horizontales de anomalías Vp, Vs y relación Vp/Vs para la ventana 4	88
Figura 43. Secciones verticales de anomalías Vp, Vs, relación Vp/Vs y velocidades absolutas para los perfiles G-G', H-H' y I-I'.	89

Figura 44. Secciones horizontales de anomalías V_p , V_s y relación V_p/V_s para la ventana 5	94
Figura 45. Secciones verticales de anomalías V_p , V_s , relación V_p/V_s y velocidades absolutas para el perfil J-J'	95
Figura 46. Secciones horizontales de anomalías V_p , V_s y relación V_p/V_s para la ventana 6	98
Figura 47. Secciones verticales de anomalías V_p , V_s , relación V_p/V_s y velocidades absolutas para el perfil K-K'	99
Figura 48. Secciones horizontales de anomalías V_p , V_s y relación V_p/V_s para la ventana 7	103
Figura 49. Secciones verticales de anomalías V_p , V_s , relación V_p/V_s y velocidades absolutas para los perfiles M-M' y N-N'	104
Figura 50. Gráfico última erupción de cada volcán vs anomalía V_p , V_s , relación V_p/V_s y anomalía V_p /anomalía V_s	110
Figura 51. Mapa de estaciones y eventos relocalizados de la ventana 1.....	112
Figura 52. Mapa de estaciones y eventos relocalizados de la ventana 2.....	113
Figura 53. Mapa de estaciones y eventos relocalizados de la ventana 3.....	114
Figura 54. Mapa de estaciones y eventos relocalizados de la ventana 4.....	115
Figura 55. Mapa de estaciones y eventos relocalizados de la ventana 5.....	116
Figura 56. Mapa de estaciones y eventos relocalizados de la ventana 6.....	117
Figura 57. Mapa de estaciones y eventos relocalizados de la ventana 7.....	118
Figura 58. Mapa de eventos sísmicos someros relocalizados. ¡Error! Marcador no definido.	
Figura 59. Mapa de eventos sísmicos profundos relocalizados. ¡Error! Marcador no definido.	
Figura 60. Prueba de resolución horizontal de anomalías de ondas P. Ventana 1. ¡Error! Marcador no definido.	
Figura 61. Prueba de resolución horizontal de anomalías de ondas S. Ventana 1. ¡Error! Marcador no definido.	
Figura 62. Prueba de resolución horizontal de relación V_p/V_s de la ventana 1. ¡Error! Marcador no definido.	
Figura 63. Prueba de resolución horizontal de anomalías de ondas P. Ventana 2. ¡Error! Marcador no definido.	
Figura 64. Prueba de resolución horizontal de anomalías de ondas S. Ventana 2. ¡Error! Marcador no definido.	
Figura 65. Prueba de resolución horizontal de relación V_p/V_s de la ventana 2. ¡Error! Marcador no definido.	
Figura 66. Prueba de resolución horizontal de anomalías de ondas P. Ventana 3. ¡Error! Marcador no definido.	
Figura 67. Prueba de resolución horizontal de anomalías de ondas S. Ventana 3. ¡Error! Marcador no definido.	

- Figura 68. Prueba de resolución horizontal de relación V_p/V_s de la ventana 3. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 69. Prueba de resolución horizontal de anomalías de ondas P. Ventana 4. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 70. Prueba de resolución horizontal de anomalías de ondas S. Ventana 4. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 71. Test Prueba de resolución horizontal de relación V_p/V_s . Ventana 4. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 72. Prueba de resolución horizontal de anomalías de ondas P. Ventana 5. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 73. Prueba de resolución horizontal de anomalías de ondas S. Ventana 5. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 74. Prueba de resolución horizontal de relación V_p/V_s de la ventana 5. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 75. Prueba de resolución horizontal de anomalías de ondas P. Ventana 6. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 76. Prueba de resolución horizontal de anomalías de ondas S. Ventana 6. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 77. Prueba de resolución horizontal de relación V_p/V_s . Ventana 6. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 78. Prueba de resolución horizontal de anomalías de ondas P. Ventana 7. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 79. Prueba de resolución horizontal de anomalías de ondas S. Ventana 7. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 80. Prueba de resolución horizontal de relación V_p/V_s . Ventana 7. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 81. Prueba de resolución y trazado de rayos del perfil A-A' **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 82. Prueba de resolución y trazado de rayos del perfil B-B'. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 83. Prueba de resolución y trazado de rayos del perfil C-C'. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 84. Prueba de resolución y trazado de rayos del perfil D-D' **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 85. Prueba de resolución y trazado de rayos del perfil E-E'. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 86. Prueba de resolución y trazado de rayos del perfil F-F'. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 87. Prueba de resolución y trazado de rayos del perfil G-G' **¡Error! Marcador no definido.**

- Figura 88. Prueba de resolución y trazado de rayos del perfil H-H' ;Error!
Marcador no definido.
- Figura 89. Prueba de resolución y trazado de rayos del perfil I-I'.;Error! **Marcador no definido.**
- Figura 90. Prueba de resolución y trazado de rayos del perfil J-J'.;Error! **Marcador no definido.**
- Figura 91. Prueba de resolución y trazado de rayos del perfil K-K' ;Error!
Marcador no definido.
- Figura 92. Prueba de resolución y trazado de rayos del perfil M-M' ;Error!
Marcador no definido.
- Figura 93 Prueba de resolución y trazado de rayos del perfil N-N'.;Error! **Marcador no definido.**
- Figura 94. Esquema general de contenido del LOTOS14.;Error! **Marcador no definido.**
- Figura 95. Esquema de directorio de la carpeta DATA.;Error! **Marcador no definido.**
- Figura 96. Esquema de directorios de las carpetas inidata y MODEL_01. ;Error!
Marcador no definido.
- Figura 97. Estructura del archivo stat_ft.dat.;Error! **Marcador no definido.**
- Figura 98. Estructura del archivo rays.dat.;Error! **Marcador no definido.**
- Figura 99. Estructura del archivo ref_start.dat.....;Error! **Marcador no definido.**
- Figura 100. Información general.....;Error! **Marcador no definido.**
- Figura 101. Área central.....;Error! **Marcador no definido.**
- Figura 102. Parámetros del cálculo de la Tabla de referencia.;Error! **Marcador no definido.**
- Figura 103. Parámetros de localización.;Error! **Marcador no definido.**
- Figura 104. Configuración de los *grids* para la búsqueda de eventos..... ;Error!
Marcador no definido.
- Figura 105. Parámetros de localización en el modelo 3D.;Error! **Marcador no definido.**
- Figura 106. Parámetros del *grid* de parametrización. ...;Error! **Marcador no definido.**
- Figura 107. Orientación de los *grids*.....;Error! **Marcador no definido.**
- Figura 108. Parámetros de inversión.....;Error! **Marcador no definido.**
- Figura 109. Parámetros del *grid* en el modelo 3D.;Error! **Marcador no definido.**
- Figura 110. Estructura del archivo sethor.dat;Error! **Marcador no definido.**
- Figura 111. Estructura del archivo setver.dat.....;Error! **Marcador no definido.**
- Figura 112. Esquema de directorios de la carpeta BOARD_02.;Error! **Marcador no definido.**
- Figura 113. Parámetros para el modelo sintético.;Error! **Marcador no definido.**
- Figura 114. Estructura del archivo Anomaly.dat para pruebas horizontales. ;Error!
Marcador no definido.

Figura 115. Estructura del archivo Anomaly.dat para pruebas verticales..... **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 116. Resumen de los pasos necesarios para generar una tomografía de sismos locales.**¡Error! Marcador no definido.**

ÍNDICE DE TABLAS

	Página
Tabla 1. Velocidades V_p , V_s y relación V_p/V_s para diferentes tipos de rocas (Telford <i>et al.</i> , 1990; Christensen, 1996).....	33
Tabla 2. Velocidades V_p , V_s y relación V_p/V_s para diferentes estructuras geológicas (Christensen y Mooney, 1995; Christensen, 1996; Matsubara <i>et al.</i> , 2000).....	33
Tabla 3. Eventos y estaciones por cada zona de estudio.....	47
Tabla 4. Modelo 1D inicial.....	48
Tabla 5. Parámetros utilizados en las pruebas de resolución.....	49
Tabla 6. Ventanas de estudio y puntos centrales utilizados en la inversión.....	50
Tabla 7 Tamaños de celdas para cada zona de estudio.....	51
Tabla 8 Parámetros de inversión.....	52
Tabla 9. Tamaños de celdas para las secciones verticales.....	52
Tabla 10. Errores RMS de tiempos residuales para los modelos 1D de cada zona.	55
Tabla 11. Secciones horizontales por cada zona de estudio.....	57
Tabla 12. Extensión y profundidad de los perfiles por cada zona de estudio.....	57
Tabla 13. Modelo 1D de velocidades para cada zona de estudio.....	59
Tabla 14. Errores RMS de cada zona de estudio.....	59
Tabla 15. Datos estadísticos básicos de las secciones horizontales.....	63

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento de problema

La litosfera representa la capa sólida y rígida que cubre la Tierra. Ésta incluye la corteza terrestre y parte del manto superior (Hamblin y Christiansen, 2004). Más aún, puede ser diferenciada según sus propiedades físicas (Burov, 2011). Tales propiedades están relacionadas con la velocidad de transmisión de las ondas sísmicas a través de cada medio. Por lo cual, las ondas P y S se consideran fenómenos físicos idóneos para el estudio de la litósfera, especialmente en zonas de gran actividad sísmica como la región del Caribe.

El Caribe se encuentra sobre una pequeña placa tectónica cuyos límites norte y sur representan extensas zonas de deformación, constituidas principalmente por desplazamientos transcurrentes (James, 2005; Audemard, 2006; 2014), mientras que, sus límites este y oeste consisten en zonas de subducción con volcanismo activo (Bouysse *et al.*, 1990; James, 2005). Esta variedad de procesos tectónicos han sido objetivos de múltiples estudios geofísicos (e.g. Syracuse *et al.*, 2008; Bezada *et al.*, 2010; Arnaiz-Rodríguez, 2015; Harris *et al.*, 2018), no obstante, estas investigaciones no han logrado esclarecer aspectos fundamentales del estado actual de la litosfera y su evolución geodinámica. En vista de esta problemática, el presente trabajo tiene la finalidad de identificar anomalías de velocidades de ondas corpóreas alrededor del cinturón Circuncaribeño por medio de tomografías de sismos locales.

La tomografía de sismos locales es conocida como una eficiente técnica para dilucidar e interpretar los distintos mecanismos que controlan los procesos tectónicos de la Tierra (Kissling, 1988; Koulakov, 2009). En particular, permite obtener anomalías de velocidades de ondas corpóreas a diferentes profundidades, un modelo 1D optimizado y eventos relocalizados, a través de una inversión simultánea de tiempos de viaje y ubicaciones hipocentrales (Koulakov, 2009). Autores como Aki y Lee (1976), Crosson

(1976), Aki *et al.* (1977), Thurber (1983) y Eberhart-Phillips (1990) marcaron el inicio de esta técnica que ha sido optimizada en algoritmos cada vez más eficientes, siendo el LOTOS (desarrollado por Koulakov, 2009) uno de los más recientes. Por lo tanto, la aplicación de este algoritmo, permitió aprovechar la sismicidad del Caribe para el estudio de su estructura interna. Además de representar un aporte al conocimiento científico relacionado a la estructura y geodinámica de esta zona mediante métodos sismológicos.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

- Caracterizar la estructura litosférica del Caribe, a partir de anomalías de velocidades de ondas corpóreas, mediante una tomografía de sismos locales.

1.2.2 Objetivos específicos:

- Estimar la resolución espacial de los datos.
- Generar un modelo inicial de velocidades con la resolución estimada.
- Relacionar las anomalías de velocidades de ondas corpóreas con las estructuras geológicas del Cinturón Circuncaribeño.
- Analizar la distribución de las estructuras sismogénicas alrededor de la Placa Caribe.

1.3 Ubicación del área de estudio

El área de estudio se encuentra delimitada por las longitudes 58° O y 98° O y las latitudes 0° N y 24° N. Sobre esta zona se ubican las 734 estaciones adscritas al ISC y 80 del proyecto BOLIVAR (Figura 1).

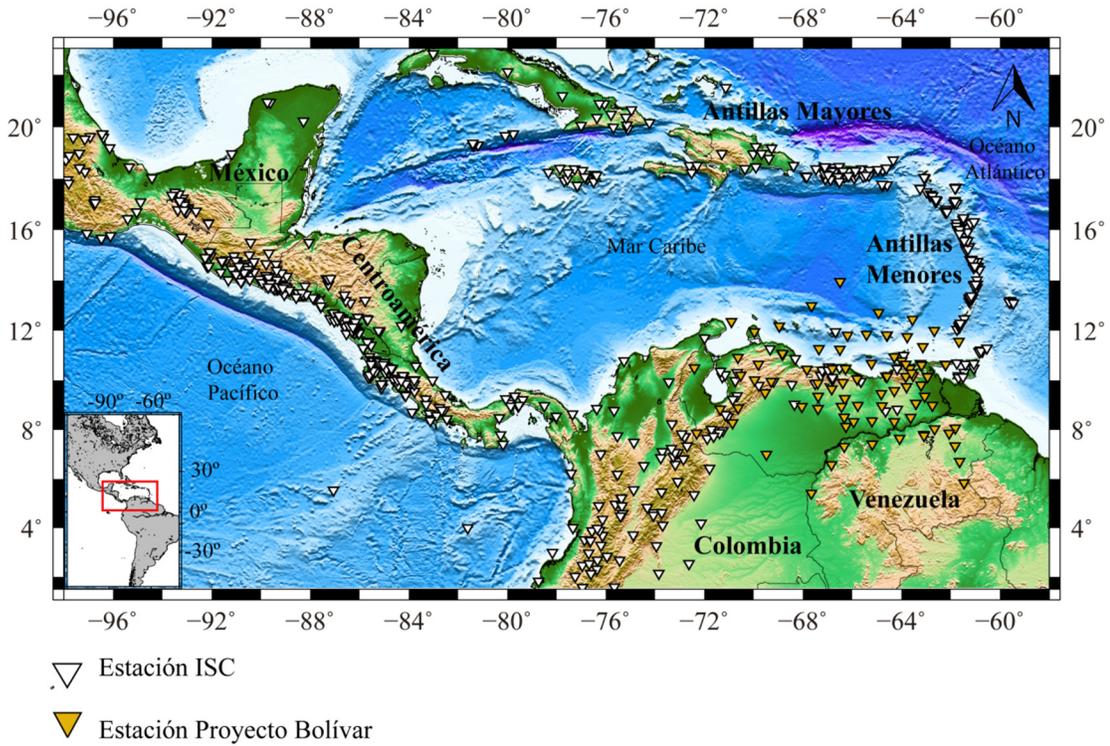


Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio y estaciones sismológicas. En la esquina inferior derecha se presenta la ubicación del área de estudio en escala regional.

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO

En este capítulo se exponen aspectos fundamentales sobre las características geológicas y tectónicas más relevantes que conforman la región del Caribe. Considerando las zonas de mayor actividad sísmogénica, se presentará un especial énfasis en los límites de placas.

2.1 Placa Caribe

La región del Caribe posee una superficie de aproximadamente 2,7 millones de km² (Bachmann, 2001). Parte de los rasgos geológicos más importante de esta región se encuentran sobre el Cinturón Circuncaribeño (Figura 2). Esta zona involucra el Norte de Suramérica, Centroamérica y los arcos de islas de las Antillas Menores y Mayores. La actividad tectónica está controlada por la interacción de cinco placas; la placa de Cocos, Norteamericana, Suramericana, Nazca y Caribe.

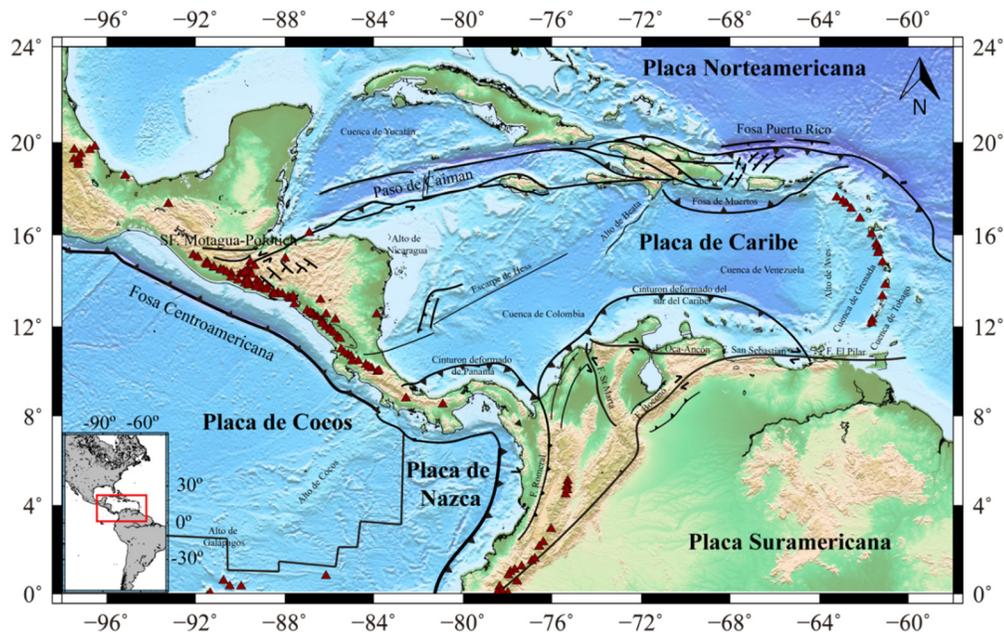


Figura 2. Principales rasgos geológicos y tectónicos de la región del Caribe. En la esquina inferior izquierda se muestra la zona de estudio a escala regional. Los triángulos rojos representan los volcanes de actividad reciente (Burbach *et al.*, 1984; Bouysse *et al.*, 1990).

La placa Caribe se encuentra ubicada entre Norteamérica y Suramérica, y posee un movimiento relativo hacia el Este (Westbrook *et al.*, 1986). Los límites de esta placa han sido identificados a partir de la distribución de su actividad sísmica (Sykes y Ewing, 1965; Molnar y Sykes, 1969; Aggarwal, 1983). La interacción al Norte y Sur se caracteriza por fallamientos transcurrentes dextrales (James, 2005) junto a amplias zonas de compresión y extensión (Dolan *et al.*, 1998; Audemard *et al.*, 2000). Asimismo, los límites este y oeste reflejan una convergencia que resulta en zonas de subducción con una importante actividad volcánica (Burbach *et al.*, 1984; Bouysse *et al.*, 1990).

Edgar *et al.* (1971) plantean que a pesar de que la placa Caribe posee una corteza de características oceánicas, ésta es significativamente diferente a otras alrededor del mundo. Su inusual espesor cortical (15 a 20 km; Edgar *et al.*, 1971; Houtz y Ludwig, 1977; Ladd y Watkins, 1980; Officer *et al.*, 1959) y velocidades entre 6,1 y 7,3 km/s sobre un manto de 8,1 km/s (Officer *et al.*, 1959) son consecuencia del emplazamiento de una meseta oceánica. Esta estructura consiste en terrenos máficos que han sido sobrepuestos en la corteza oceánica, y generados por la intrusión de grandes cantidades de magma derivados del manto (Coffin y Eldholm, 1994; Mann y Taira, 2004). En el caso particular del Caribe, esta meseta es conocida como CLIP (*Caribbean Large Igneous Province*; Edgar *et al.*, 1971).

El origen y evolución de la placa Caribe ha sido planteado principalmente por dos modelos que se mantienen en discusión. El modelo de origen pacífico (e.g. Pindell *et al.*, 2001) propone que la placa Caribe se originó en el Cretácico como una pieza remanente de la antigua placa de Farallón y se transformó en una meseta oceánica como resultado del punto caliente de las Galápagos. Luego se desplazó al Este, ubicándose sobre una cuenca Protocaribe por acción de un sistema de fallas transcurrentes. Por su parte, el modelo *In-situ* indica que la placa Caribe tuvo un origen intraplaca, es decir que se formó entre las placas Norteamericana y Suramericana como resultado de la expansión Jurásica (James, 2006). Luego, la corteza sufrió un incremento de su espesor, el cual es planteado como consecuencia del magmatismo producto de un punto triple,

o por el emplazamiento de material basáltico derivado de una superpluma mantelar durante el Cretácico medio (Meschede y Frisch, 1998; James, 2002).

2.2 Límite Sur

El límite sur de la placa Caribe se caracteriza por la interacción de ésta con las placas de Nazca y Suramericana. Procesos de transpresión y la presencia de pequeños bloques tectónicos son parte de esta complicada zona. La convergencia entre las placas Caribe y Suramericana resulta en los cinturones deformados del sur del Caribe y el Norte de Panamá, mientras que la zona Este presenta importantes fallas transcurrentes dextrales (van der Hilst, 1961).

2.2.1 Colombia

El SO de la placa Caribe involucra la interacción de tres placas tectónicas. En esta zona, la placa de Nazca converge hacia el Este, colisionando al NO de Suramérica a una tasa de 6 cm/año. Mientras que, la placa Caribe tiene un movimiento E-SE en relación a la placa Suramericana de 1-2 cm/año (Freymueller *et al.*, 1993; Kellogg y Vega, 1995). La convergencia en la zona da origen a los Andes colombianos, que se dividen en: a) la cordillera Oriental, b) la cordillera Occidental y c) la cordillera Central (Figura 3).

La cordillera de los Andes Central es un cinturón de volcanes activos que forma parte de la zona volcánica Andina norte (Thorpe, 1984; Stern y Kilian, 1996), generada por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Suramericana. La cordillera Central, está compuesta por un complejo metamórfico del Paleozoico con intrusiones ígneas del Mesozoico (Restrepo y Toussaint, 1988). La sismicidad cortical está relacionada con los sistemas de fallas activas presentes en esta región, que consisten principalmente en fallas de corrimiento que se localizan a largo de los flancos y piedemontes andinos (Taboada *et al.*, 2000).

La cordillera Oriental se formó por la inversión de una cuenca sedimentaria cuya fase principal de levantamiento ocurrió después del Mioceno medio (Van der Hammen, 1958; Cooper *et al.*, 1995) involucrando una deformación de nivel cortical (Cediel *et al.*, 2003). Ésta se desprende de la cadena Andina al Sur de Colombia y se extiende

hasta el macizo de Santander. No presenta actividad volcánica reciente y se caracteriza por un sistema de fallas activas situadas, generalmente, a lo largo de sus flancos. Su basamento es metamórfico de edad precámbrica (Restrepo y Toussaint 1988) y su estructura se atribuye a los movimientos transpresivos del bloque de Maracaibo que han generado la reactivación de fallas inversas a partir del Cenozoico (Colletta *et al.*, 1990; Cooper *et al.*, 1995; Casero *et al.*, 1997). La actividad sismotectónica reciente en la cordillera Oriental se asocia a sus piedemontes que poseen dos sistemas de fallas principales (sistema del piedemonte llanero al Oriente y el sistema del valle de Magdalena al Occidente), estos se relacionan con el levantamiento del frente de deformación asociado con la convergencia de las placas Caribe, Nazca y Suramérica (Taboada *et al.*, 2000).

La cordillera Occidental se originó por la convergencia de la placa de Nazca y la placa Suramericana. Se ubica de forma paralela a la costa del Pacífico y solo presenta actividad volcánica reciente hacia el Sur. De forma análoga a la cordillera Oriental, se caracteriza por sistemas de fallas activas que se extienden paralelas a sus piedemontes (Taboada *et al.*, 2000). La sección norte de la cordillera Occidental y la región de Baudó comprenden un terreno asociado a un arco de islas que fue acrecionado durante el Mioceno (Restrepo y Toussaint, 1988). En la sección sur y central de la cordillera Occidental, hay presencia de rocas máficas y ultramáficas, limolitas, turbiditas, secuencias de ofiolitas y sedimentos oceánicos del Jurásico tardío (Restrepo y Toussaint, 1988; Cediél *et al.*, 2003).

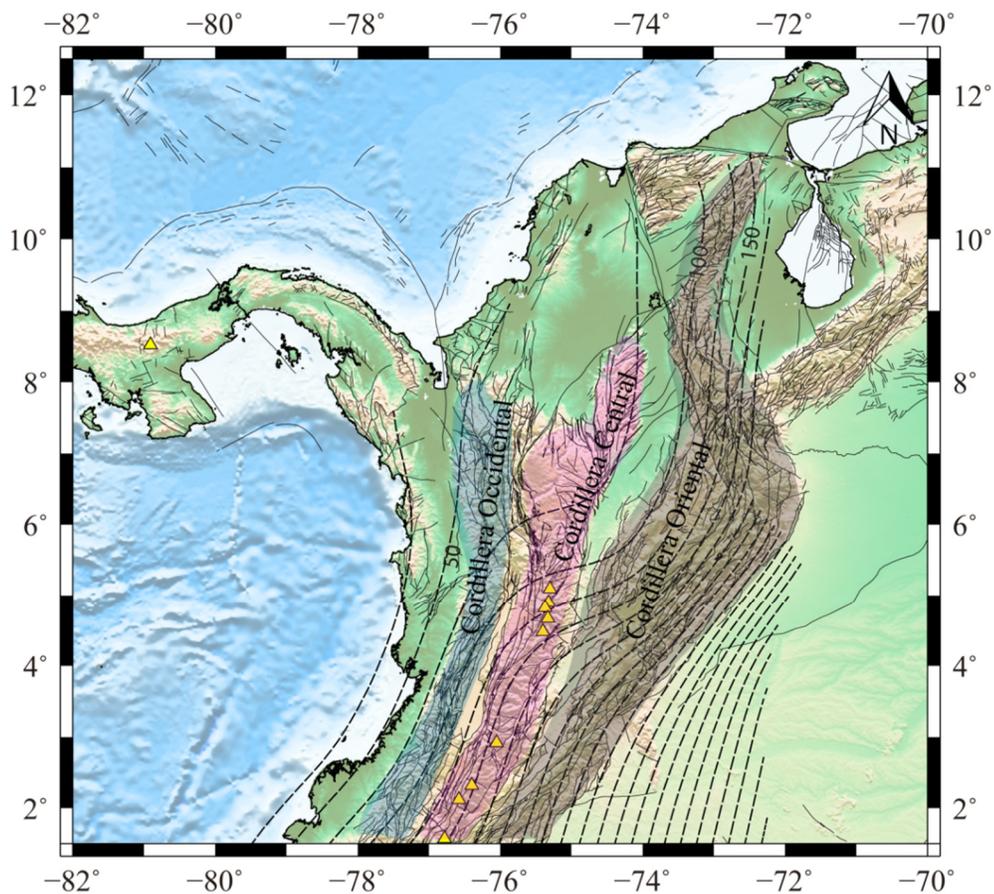


Figura 3. Mapa de características tectónicas de Colombia. Los triángulos amarillos representan los volcanes de actividad Holocena (Burbach *et al.*, 1984). Las líneas discontinuas representan los contornos cada 25 km de la losa de subducción de las placas de Nazca (Oeste) y Caribe (Norte) (Hayes, 2018).

En general, la profundidad de la discontinuidad de Moho se encuentra entre ~ 17 km en las islas ubicadas en la zona del Pacífico e incrementa hasta ~ 20 km al Sur, a lo largo de la costa. En la cordillera Occidental, estudios previos indican que esta discontinuidad está entre 29 y 30 km (Meyer, 1976; Meissner, 1976; Mejía, 2004). Las funciones receptoras de la cadena volcánica norte, ubicada en la cordillera Central, sugieren profundidades entre 44 y 51 km (Poveda, 2013). En las llanuras costeras del Caribe la profundidad de Moho varía entre 20 y 30 km, aumentando hasta ~ 42 km en las llanuras orientales (Poveda *et al.*, 2015). La mayor profundidad para dicha interfaz, en Colombia, se registró en el flanco oeste de la cordillera Oriental, con valores entre 58 y 64 km (Poveda, 2013).

La sismicidad somera en Colombia se asocia a las fallas con tendencia N-NE ubicadas en las cordilleras y la sismicidad profunda corresponde a los procesos de subducción (Frohlich *et al.*, 1995; Taboada *et al.*, 2000; Ojeda *et al.*, 2001). Pennington (1981) definió dos segmentos según la distribución de la sismicidad, para precisar la geometría y límites de las placas tectónicas. El primer segmento, es el de Bucaramanga, que se relaciona con la placa Caribe, y el segundo es el del Cauca, que se asocian con la placa de Nazca. El segmento de Bucaramanga fue definido como una zona de subducción de la placa Caribe con respecto a la placa Suramericana. Esta región se divide en dos partes, una norte donde muestra una zona en subducción hacia el Oeste con un ángulo de 27° y otra al Sur con un 40° (Ojeda *et al.*, 2001). Mientras que, el segmento del Cauca comienza en la trinchera Panamá-Colombia y finaliza en el límite con Ecuador, con un ángulo de subducción de 35° (Pennington, 1981).

Una de las zonas de actividad sísmica más importante de Colombia es el nido Sísmico de Bucaramanga, que se encuentra a una profundidad de ~ 160 km al Norte de la cordillera Oriental y tiene un volumen estimado de $13 \times 18 \times 12$ km (Schneider *et al.*, 1987; Frohlich *et al.* 1995). Para explicar el origen y la evolución tectónica de esta estructura, se han propuesto varias teorías. van der Hilst y Mann (1994) plantean que se genera por el contacto entre las placas Nazca y Caribe que resulta en una zona de subducción. Por su parte, Taboada *et al.* (2000) afirman que estas dos losas están sobrepuestas en la zona del nido de Bucaramanga. Mientras, Cortés y Angelier (2005) plantean que se trata de una losa sometida a extrema flexión que produce los eventos sísmicos entre el Norte subducido de Bucaramanga y las zonas de subducción del Sur que corresponden al segmento del Cauca. Finalmente, Corredor (2003) asegura que se trata del desgarramiento asociado a terminación sur de la placa Caribe.

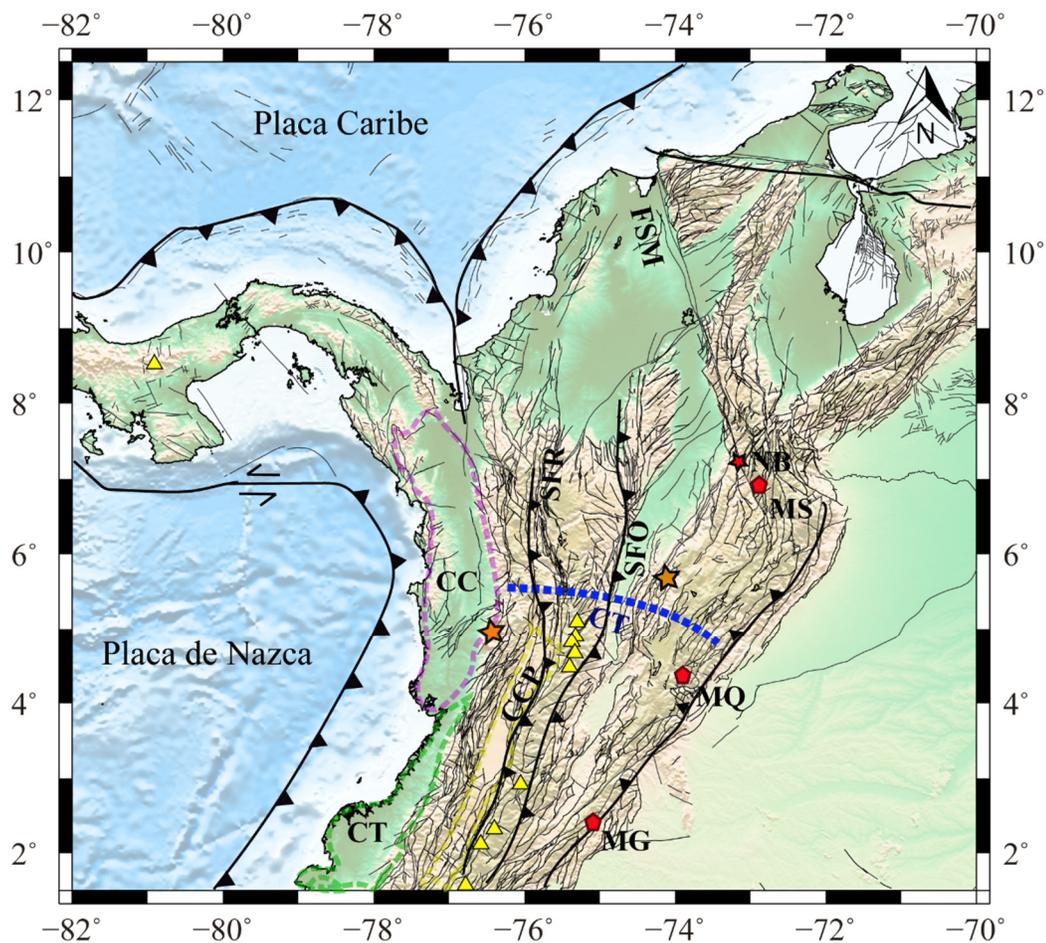


Figura 4. Rasgos geológicos y estructurales de Colombia. CC, Cuenca de Chocó; CT, Cuenca de Tumaco; CCP, Cuenca Cauca-Patia; CT, Desgarre de Caldas; SFR, Sistemas de fallas de Romeral; SFO, Sistema de fallas de Otu-Pericos; FMS, Falla Santa Marta; MG, Macizo de Garzón; MQ, Macizo de Quetame; MS, Macizo de Santander; NB, Nido de Bucaramanga (Barrero, 2012). Los triángulos amarillos representan los volcanes. Estrellas anaranjadas representan las zonas de anomalías geotérmicas (Vargas *et al.*, 2009).

Otra estructura que destaca es la zona de desgarre de Caldas, ubicada al límite norte del frente volcánico activo de los Andes colombianos (Figura 4), la cual es una zona de ruptura litosférica que se generó por la subducción de la losa oceánica de la placa de Nazca (Vargas y Mann, 2013). Al oeste del desgarre de caldas se localizan rocas volcánicas inusuales, alineadas E-O (Pardo *et al.*, 2005, Borrero *et al.*, 2009). Vargas *et al.* (2003) han registrado zonas de bajas velocidades en los ejes de las cordilleras

Central y Oriental, y en los volcanes activos de la zona. Asimismo, estudios del gradiente geotérmico, realizados por Vargas *et al.* (2009) concluyen que la ruptura en la zona de Caldas involucra toda la corteza superior con una gran falla que genera un conducto para el ascenso de magmas y fluidos hidrotermales producidos por la fusión de las losas a cada lado. Por su parte, Londoño *et al.* (2010) registró, en su tomografía sísmica 3D de los alrededores de Cúcuta, una zona de anomalías de bajas velocidades que asocia con la falla de Boconó y los flancos del macizo de Santander. Las anomalías geotérmicas presentadas por Bedoya-González, (2014), coinciden con las zonas de alto gradiente geotérmico presentadas por Vargas *et al.* (2009), y se relacionaron con las fallas inversas en el piedemonte y la deformación de la cadena montañosa de la cordillera Oriental.

2.2.2 Occidente de Venezuela

El Occidente de Venezuela es una zona sísmicamente activa que ha sido ampliamente estudiada (e.g. Kellogg y Bonini, 1982; Colletta *et al.*, 1997, Audemard, 1996; Audemard, 2000, Audemard y Audemard, 2002; Duerto, 2006, Schmitz *et al.*, 2012). Entre sus estructuras más importantes resaltan, el bloque de Maracaibo, la cordillera de los Andes de Mérida, la cuenca de Maracaibo, la cuenca Barinas-Apure, la cuenca de Falcón, la Sierra de Perijá y el bloque de Trujillo (Figura 5).

El bloque de Maracaibo consiste en un fragmento de corteza continental limitado al Norte por el sistema de fallas Oca-Ancón, al Este por el sistema de fallas de Boconó y al Oeste por la falla de Santa Marta-Bucaramanga (Audemard, 2000). La interacción entre la Placa Caribe, Suramericana y Nazca ha controlado la formación de este bloque (Audemard y Audemard, 2002) en conjunto con la compresión generada por el bloque de Panamá contra Suramérica.

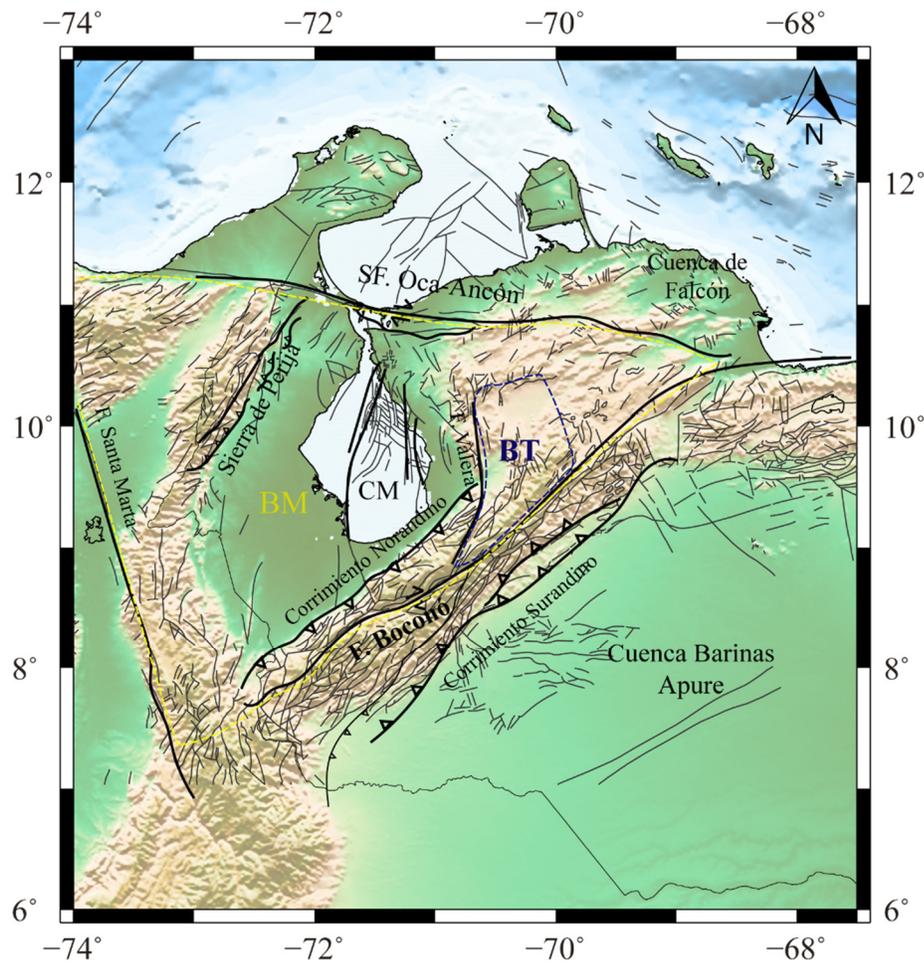


Figura 5. Rasgos geológicos y estructurales del Occidente de Venezuela. SF, Sistema de fallas; CM, cuenca de Maracaibo; BM, bloque de Maracaibo; BT, bloque de Trujillo (Audemard y Audemard, 2002; Dhont *et al.*, 2012).

La cordillera de los Andes de Mérida consiste en una cadena montañosa que se presenta como una prolongación de los Andes colombianos; sin embargo, no mantienen ninguna relación genética con ellos, debido a que la formación de los Andes de Mérida no se asocia con la interacción del cratón suramericano con dominios oceánicos; además, ambas cordilleras se encuentran separadas por la falla de Bucaramanga y el macizo de Santander (Audemard y Audemard, 2002). En base a importantes cambios de rumbo y a la presencia de rocas cristalinas del Precámbrico, Colletta *et al.* (1997) sugieren que los Andes de Mérida son un cinturón orogénico transpresional intracratónico, en respuesta a la convergencia oblicua entre dos bloques litosféricos continentales. Esta

cordillera posee una deformación que se caracteriza por dos frentes de corrimiento de vergencia opuesta en sus flancos, una transcurrencia dextral asociada a la falla de Boconó (ubicada a lo largo del eje principal del orógeno) y dos cuencas flexurales en sus flancos (Maracaibo y Barinas-Apure). La estructura cortical de los Andes posee velocidades de 5.4 km/s para una corteza superior (de 6 km de espesor), 6.1 km/s en promedio para la corteza media con un espesor de 20 km, y 6.7 km/s para la corteza inferior de 12 km de espesor; mientras que, el Moho se identificó entre 33 y 45 km, con mayor espesor hacia el SE (Gajardo *et al.*, 1986; Castejón, 1986).

Existen dos vertientes principales para explicar el origen de los Andes de Mérida (Figura 6), la primera contempla a los Andes como una estructura simétrica al sistema de fallas transcurrentes, con fallas inversas en sus flancos (González de Juana *et al.*, 1980; Stephan, 1994); mientras que la segunda sugiere una cordillera asimétrica (Hospers y Van Wijnen, 1959; Kellogg y Bonini 1982; Colleta *et al.*, 1997). El modelo simétrico es planteado como una estructura de flor positiva (González de Juana *et al.*, 1980; Stephan, 1985) y una subducción de bajo ángulo (van der Hilst y Mann, 1994; Pindell *et al.*, 2005; Duerto *et al.*, 2006). Mientras que, si se contemplan los Andes de Mérida como una cadena montañosa asimétrica, surgen tres modelos, uno de subducción continental al SE (Kellogg y Bonini 1982; Colleta *et al.*, 1997), otro de subducción continental al NO (Audemard, 1991; Chacín *et al.*, 2005) y finalmente una estructura de orógeno flotante (Jácome *et al.*, 1995; Yoris y Ostos, 1997; Audemard y Audemard, 2002; Cediel *et al.*, 2003; Monod *et al.*, 2010).

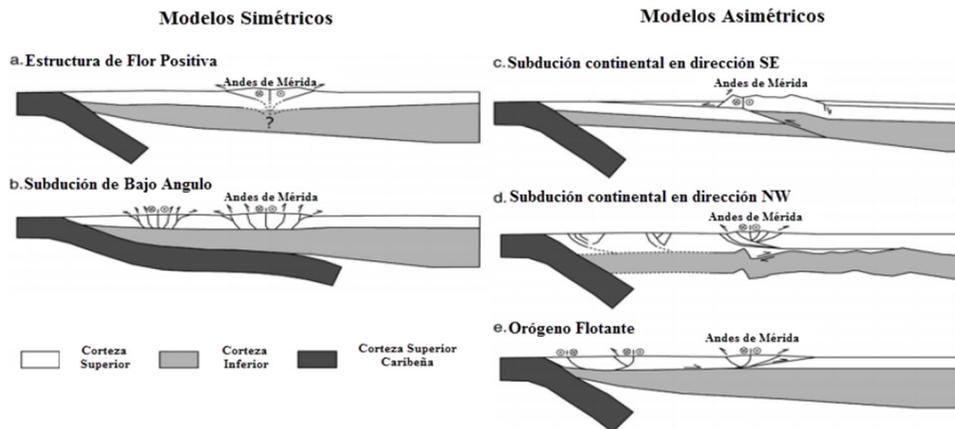


Figura 6. Modelos esquemáticos que ilustran las diversas teorías propuestas para la evolución de Los Andes venezolanos. (a) González de Juana, (1990), Rod (1956), Stéphan (1985); (b) Duerto *et al.* (2006); (c) Kellogg y Bonini (1982). De Toni y Kellogg (1993), Sánchez *et al.* (1994), Colletta *et al.* (1997); (d) Chacín *et al.* (2005); (e) Audemard (1991), Yoris y Ostos (1997), Audemard y Audemard (2002), Cediel *et al.* (2003). (Modificado de Monod *et al.*, 2010).

El sistema de fallas de Boconó posee un rumbo NE-SO y se extiende por aproximadamente 500 km desde el límite entre Venezuela y Colombia hasta Morón, en la costa norte de Venezuela, en donde se conecta con el sistema de fallas de San Sebastián (Audemard y Audemard, 2002). El desplazamiento lateral dextral posee una velocidad entre 5 y 9 mm/año (Schubert, 1980). Esta zona incluye cuencas transtensionales y posee una geometría aún desconocida tanto a nivel cortical como litosférico (Monod *et al.*, 2010; Yegres, 2017).

La Sierra de Perijá es un cinturón Orogénico con un sistema de fallas principal con dirección NNE, asociado a la falla de Perijá. Ésta falla genera la zona de la desgarradura de Perijá (Miller, 1960). Las rocas paleozoicas en la zona están definidas por cuerpos metamórficos del Devónico; mientras que las rocas sedimentarias corresponden al Triásico-Jurásico. Hacia las zonas Central y Sur se han identificado cuerpos graníticos asociados a rocas volcánicas ácidas e intermedias (Espejo *et al.*, 1977).

Al NE de los Andes de Mérida se encuentra la cuenca de Maracaibo. Esta cuenca de tipo antepaís, limita al Este con los Andes de Mérida y al Oeste con la Sierra de Perijá, posee una profundidad de ~10 km en su depocentro (González de Juana *et al.*, 1980).

Mientras que al SE se ubica la cuenca de Barinas-Apure, que limita al Norte con la prolongación occidental de la cordillera del Interior Central, al NO con los Andes de Mérida, al Este y al NE con el levantamiento de El Baúl; además, su profundidad máxima es de ~ 5 km (Chacín, 2003).

Otro elemento tectónico representativo en esta zona es el bloque de Trujillo. Se encuentra al Norte de los Andes de Mérida y conforma una estructura individual dentro del bloque de Maracaibo. Está delimitado al Oeste por la falla de Valera y al Este por la falla de Boconó, mientras que, al Norte se encuentra recubierto las napas de Lara (Hervouët *et al.*, 2001).

Schmitz *et al.* (2008) ha presentado un mapa de profundidad de la discontinuidad de Moho para el noroccidente de Venezuela con valores entre 45 y 40 km con un adelgazamiento cortical al este del estado Falcón, donde esta alcanza ~30 km. Mientras que, Niu *et al.* (2007) utilizando la técnica de funciones receptoras determinaron una profundidad del Moho para el occidente de Venezuela que va desde 20 km al Norte hasta 52 km en los Andes de Mérida.

A partir de modelos gravimétricos Arnaiz-Rodríguez *et al.* (2011) proponen que el espesor de la corteza en el bloque de Maracaibo es de 36 km, el de la placa Suramericana es de 40 km y la discontinuidad corteza superior-corteza inferior es de 19 km. Además, sugieren que la interacción entre la placa Suramericana y el bloque de Maracaibo es una subducción tipo A, originada no sólo por el propio contacto, sino por un sistema de esfuerzos compresionales que producen la expulsión del bloque. Sin embargo, las tomografías sísmicas realizadas por van der Hilst y Mann (1994) observaron el bloque de Maracaibo subduciendo por debajo de la placa Suramericana, lo que deja en evidencia la dificultad para establecer una geometría clara de los procesos a nivel litosférico en esta zona de Venezuela.

2.2.3 Oriente de Venezuela

El oriente de Venezuela se distingue por la interacción transpresiva entre la placa Caribe y Suramericana, además de la presencia de estructuras de carácter compresivo, extensivo y transcurrente (Gordon, 1998; Audemard *et al.*, 2000). Esta zona incluye una continuación de la losa suramericana que es subducida a lo largo del arco de las Antillas Menores, de manera que este proceso de subducción se extiende hasta el límite oeste de la Serranía del Interior Oriental (VanDecar *et al.*, 2003).

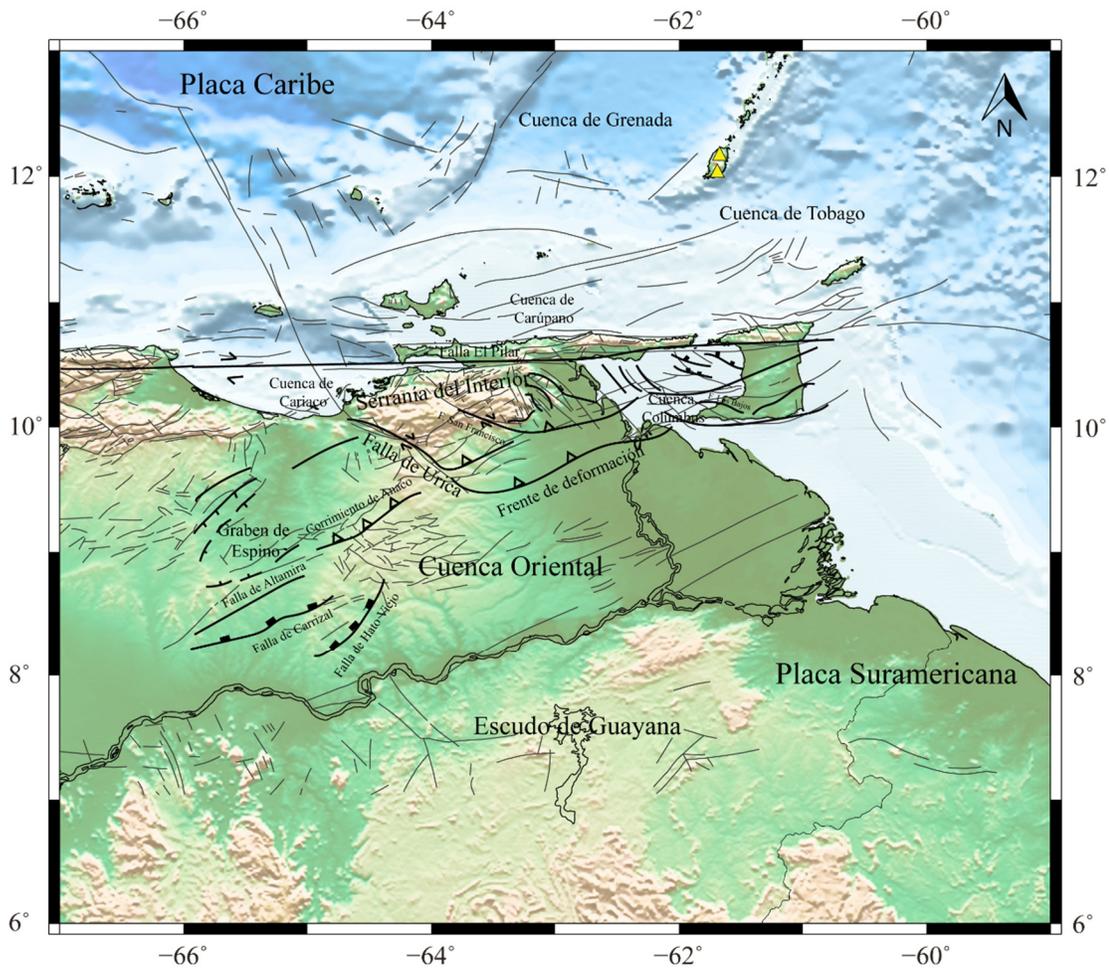


Figura 7. Rasgos geológicos y estructurales del Occidente de Venezuela (Feo Codecido *et al.*, 1984; Di Croce, 1995)

La Serranía del Interior Oriental consiste en un gran anticlinorio de orientación N70E compuesta por una secuencia sedimentaria plegada y fallada (Figura 7; Gonzalez de Juana *et al.*, 1980). Este cinturón deformado se encuentra limitado por fallamientos que son consistentes en orientación con una zona de deformación transpresiva (VanDecar., 2003). Diversos autores plantean que dicha franja de deformación transpresiva posee más de 100 km de ancho, siendo constituida principalmente por el sistema de fallas de El Pilar (Figura 7; e.g. Audemard, 1993; Singer y Audemard, 1997; Audemard, 1998; Audemard *et al.*, 2006). Esta falla se extiende en dirección E-O por unos 350 km entre la fosa de Cariaco (oeste) y el golfo de Paria (este), separando la cordillera Araya-Paria de la Serranía del Interior (Audemard y Altez, 2008; Jouanne *et al.*, 2011).

El régimen transpresivo en el oriente de Venezuela también se ve reflejado en la zona de fallas de Urica. Esta estructura posee un ancho de 10 km y se ubica al Oeste de la serranía del Interior con una orientación NO-SE (Munro y Smith, 1984). Incluso, Daal *et al.* (1989) consideran ésta como una posible paleofractura de edad precámbrica reactivada durante un proceso de colisión como una falla transcurrente dextral.

Litológicamente la serranía del Interior consiste en rocas metasedimentarias (González de Juana *et al.*, 1980). Al Norte, la cordillera Araya-Paria presenta rocas metamórficas de alto grado, intruidas por serpentinitas y rocas ígneas de composición intermedia (Christensen, 1961). Asimismo, Sifontes y Santamaria (1972) reportan la presencia de Dacitas que podrían constituir pequeñas cúpulas de una intrusión mayor. En tanto, Vierbuchen, (1983) y Urbani (1985) proponen para esta zona la existencia de plutones graníticos sustentándose en información gravimétrica, geotérmica y geoquímica

La cuenca Oriental de Venezuela es una depresión de tipo antepaís (Figura 7; Di Croce, 1995) que limita al Norte con el piedemonte de la Serranía del Interior Oriental y al Sur con el río Orinoco. Al Oeste limita con el arco de El Baúl y al Este abarca la parte sur de la cordillera meridional de Trinidad y el delta del Orinoco (Gonzalez de Juana *et al.*, 1980). Según sus características tectónicas, estratigráficas y litológicas, esta cuenca se subdivide en la subcuenca de Guárico al Oeste y la subcuenca de Maturín al Este, siendo separadas por el arco de Urica (Erlich y Barret, 1992). De forma general

esta estructura posee una dimensión de 800 km de largo y 200 km de ancho, con una cobertura sedimentarios de ~12 km que se suprayace a un basamento de rocas graníticas precámbricas (González de Juana *et al.*, 1980; Wagner, 2004).

Otras cuencas de importancia para esta zona son las cuencas de Cariaco, Carúpano y Columbus. La cuenca de Cariaco es una cuenca de tracción generada por la superposición de dos zonas de fallas transcurrentes dextrales, en donde se acumula una cobertura sedimentaria de poco más de 1 km (Schubert, 1982). La cuenca de Carúpano contempla un espesor sedimentario entre 2-7 km, el cual es interrumpido por prominentes fallas de origen distensivo y altos estructurales que subdividen esta estructura en subcuencas (López, 2011; Schneider *et al.*, 2012). La cuenca Columbus forma parte del extremo este de la cuenca Oriental de Venezuela, y cuyo depocentro alcanza una profundidad de más de 12 km (Leonard, 1983).

La profundidad de la discontinuidad de Moho en esta región varía entre 50 km en el depocentro de la cuenca Oriental a 35 km en el extremo oriental de la península de Araya, en donde continúa haciéndose más somera hacia el Norte (Schmitz *et al.*, 2008). Estas estimaciones se asemejan a las obtenidas por Niu *et al.* (2007) quien obtuvo profundidades de 45,8 km para la subcuenca de Maturín, 26,8 km para la Serranía del Interior y un promedio de 37 km para el Escudo de Guayana.

Imágenes tomográficas obtenidas por VanDecar *et al.* (2003), Bezada *et al.* (2010) y Masy *et al.* (2014) revelan una losa de subducción en dirección Oeste correspondiente a la sección oceánica de la placa Suramericana. Esta estructura fue atribuida a una zona de altas velocidades que se dispone de forma continua bajo la Serranía del Interior. Asimismo, la concentración de sismicidad al Norte de la península de Paria representa un nido sísmico, el cual ha sido interpretado como una expresión de un desgarramiento litosférico (e.g Russo *et al.*, 1993; Clark *et al.*, 2008) con una transición de una zona de subducción a un sistema transcurrente conocido como un límite STEP (*Subduction-Transform Edge Propagator*; Govers y Wortel, 2005).

2.3 Límite este

El contacto de la placa Caribe con la corteza del Atlántico involucra parte de la placa Suramericana y parte de la placa Norteamérica. Éste límite es un arco de islas activo, que se extiende desde el paso de Anegada, al este de Puerto Rico, hasta el NE de Venezuela. El arco de las Antillas Menores ha sido dividido en dos secciones separadas por la Isla de Martinica (Figura 8). La sección norte de las Antillas Menores posee un arco interno (arco reciente) que ha estado activo desde principios del Mioceno (22 a 19 Ma) e incluye las islas al oeste del arco volcánico. La sección este corresponde al arco externo que es más antiguo y estuvo activo en el Eoceno Temprano hasta el Oligoceno Medio (30-28 Ma). Estos corresponden a filas volcánicas orientadas que se formaron por cambios en los procesos de subducción relacionados con la colisión de la cresta Tiburón (Bouysse *et al.*, 1990). Al Sur de Martinica los arcos no pueden diferenciarse debido a que la zona volcánica ha mantenido su posición (Bouysse, 1984; Bouysse, 1988; Bouysse *et al.*, 1990). Los ángulos de subducción varían hacia el Norte de Martinica entre 50 ° y 60 °, mientras que, hacia el Sur, la placa suramericana subduce con un ángulo entre 45 ° y 50 ° (Wadge y Shepherd, 1984, Bouysse *et al.*, 1990).

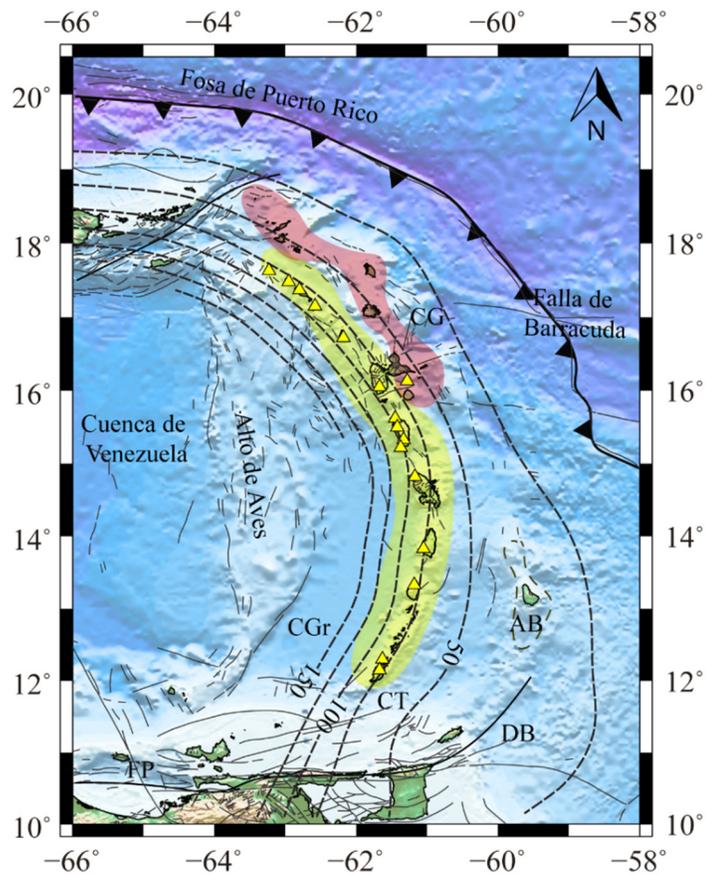


Figura 8. Rasgos geológicos y estructurales de las Antillas Menores. La zona amarilla representa el arco volcánico reciente y la zona roja corresponde al arco antiguo (Bouysse *et al.*, 1990). Las líneas discontinuas representan los contornos cada 25 km de la losa de subducción (Hayes, 2018). CGr, Cuenca de Granada; CT, Cuenca de Tobago; CG, Cuenca de Guadalupe; AB, Alto de Barbados; DB, depresión de Barbados; FP, Falla el Pilar.

La corteza superior está compuesta por una capa sedimentaria que suprayace a flujos basálticos y diques, con velocidades entre 4.9 y 5.3 km/s (Ewing *et al.* 1957 y Speed y Westbrook, 1984). El espesor de la capa con rocas ígneas plutónicas y lavas varía entre de 2 a 20 km, indicando mayor variación lateral en su composición (Boynton *et al.*, 1979). En cambio, la corteza inferior consiste básicamente en gabros con velocidades entre 5.8 y 7.0 km/s (Ewing *et al.*, 1957 y Speed y Westbrook, 1984; Bird *et al.*, 1999).

Bouysse *et al.* (1990) propone que el espesor promedio de toda la corteza en el arco de las Antillas Menores es de 30 km. Asimismo, Westbrook, (1975) define la

discontinuidad de Moho entre a 30 y 35 km bajo el Arco de Islas. Arnaiz-Rodríguez *et al.* (2016) empleando funciones receptoras, estimaron una profundidad del Moho entre 22 y 32 km en las Antillas Menores; reportando un espesor de la corteza de 30 km al NO y una corteza más delgada hacia el NE y SE con un espesor promedio de 26 km. Estas secciones de corteza fueron asociadas por los mismos autores con la geodinámica al Norte y al Sur del sistema de falla de Tiburón (al Norte se tiene mayor actividad volcánica y la subducción es más rápida). Gonzalez *et al.* (2018) registraron un espesor de la corteza entre 21 y 33 km y una zona con corteza de baja velocidad con un espesor menor a 4 km debajo de algunas islas al Norte del arco lo que sugiere la presencia de fusión parcial de la corteza. Además, los mismos autores reportan homogeneidad en la corteza del Caribe, excepto debajo de la isla de Dominica (Figura 9), donde existe un adelgazamiento que coincide con la zona de producción magmática más importante de la región. También, obtienen que la profundidad de la losa subducida aumenta gradualmente de sur a norte a lo largo del arco, desde 85 km bajo Grenada hasta 125 km debajo de Guadalupe y las islas al Norte, con un cambio brusco entre Dominica y Guadalupe; esta variación es relacionada por González *et al.* (2018) como el límite entre la placa Norteamericana y la Suramericana en profundidad.

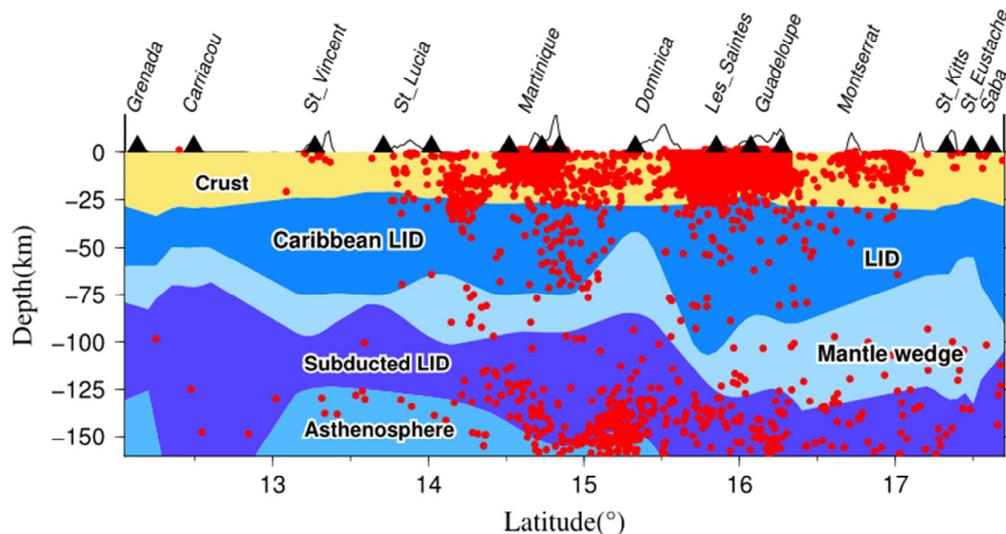


Figura 9. Ilustración sistemática con los elementos esenciales a lo largo del arco reciente de las Antillas Menores. Los triángulos negros representan las estaciones sísmológicas y los rojos representan los puntos hipocentrales; la línea delgada es el bosquejo de la tomografía. (Tomado de Gonzalez *et al.*, 2018)

La actividad volcánica en las Antillas Menores se remonta hasta el Eoceno. Estas estructuras volcánicas poseen amplias composiciones isotópicas y químicas, que evidencian la heterogeneidad de este arco, además de la naturaleza de su fuente y su proceso de evolución (Garmon *et al.*, 2017). Se tiene registro de al menos tres ejemplos de migración del centro de actividad. Esto ha ocurrido en San Cristóbal (hacia el Norte), Guadalupe (hacia el Sur) y San Vicente (hacia el Norte). Los volcanes más grandes se encuentran en la zona central, que se extiende desde San Vicente hasta Guadalupe. Actualmente las Antillas poseen 21 volcanes activos, estos poseen un espaciamiento promedio de 80 km y la brecha volcánica se encuentra entre 10 km y 120 km (Bouysse *et al.*, 1990; Robertson, 2009).

Análisis de la distribución de la sismicidad realizados por Paulatto *et al.* (2017), entre las islas de Martinica, Dominica y Guadalupe, sugieren que la losa del Atlántico sufre tres fases principales de deshidratación (Figura 10): a) una de compactación y drenaje de fluidos de poros de los sedimentos y la corteza superior entre 5 y 20 km de profundidad, b) deshidratación de la corteza entre 40 y 100 km de profundidad por sobrepresiones en la liberación de agua y c) deserpentinización del manto litosférico de 120 a 160 km de profundidad por liberación de fluidos. Sin embargo, este modelo de deshidratación no ha sido comprobado debido a la poca variación de las rocas en la corteza, concluyendo que la composición heterogénea e hidratación de las placas pueden dar lugar a variaciones laterales en transporte y liberación de fluidos durante la subducción (Paulatto *et al.*, 2017).

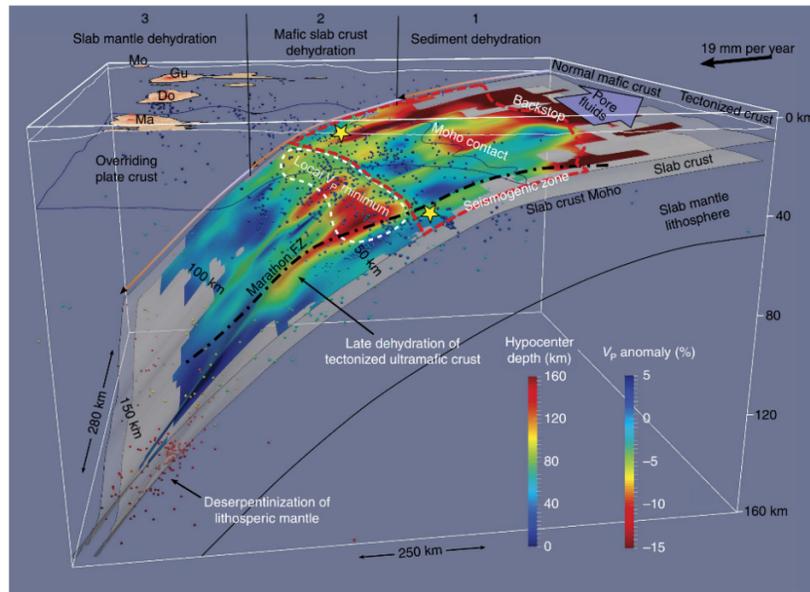


Figura 10. Representación de las tres zonas de deshidratación. La ubicación de las anomalías de velocidades de ondas P que representan un mínimo cerca de 50 km de profundidad se resalta con una línea blanca. Las estrellas amarillas representan los hipocentros de grandes terremotos. La línea roja discontinua es lo que se propone como la zona sismogénica (Paulatto *et al.*, 2017).

2.4 Limite Norte

El límite Norte de la placa Caribe se caracteriza principalmente por la interacción con la placa Norteamericana. Esta zona inicia en el extremo Este con la subducción volcánica en el Norte de las Antillas Menores, luego, hacia el Oeste, se extiende una zona de subducción oblicua y un sistema de fallas transcurrente sinistral que finaliza en una zona de divergencia en el centro de expansión de Caimán (Mann *et al.*, 2002).

El sector este de las Antillas Mayores se encuentra dividido en la microplaca de La Española, y la microplaca de Puerto Rico e Islas Vírgenes (Jansma y Mattioli, 2005). Estos bloques tectónicos presentan una subducción oblicua de la placa Norteamericana hacia el Sur, cuya zona de Wadati Benioff se extienden hasta ~150 km bajo Puerto Rico e Islas Vírgenes (McCann y Sykes, 1984; McCann y Pennington, 1990). McCann y Pennington (1990) plantean que esta estructura aparenta ser una extensión de la losa de corteza oceánica del Atlántico (Placa Norteamericana) que subduce bajo las Antillas Menores. Byrne *et al.* (1985) y McCann (2007) identificaron una discreta subducción

hacia el Norte asociada a la losa de la placa Caribe bajo ambas microplacas. En este sentido, Dolan *et al.* (1998) propusieron distintos modelos a través de perfiles trazados en esta zona; en donde, a partir de localizaciones hipocentrales, lograron definir un ángulo de subducción de $\sim 45^\circ$ hacia el Sur a una profundidad de ~ 150 km bajo Puerto Rico e Islas Vírgenes, mientras que hacía el oeste, justo debajo de la isla de Puerto Rico, el ángulo de subducción se reduce a $\sim 30^\circ$ a una profundidad de ~ 100 km (Figura 11, 12).

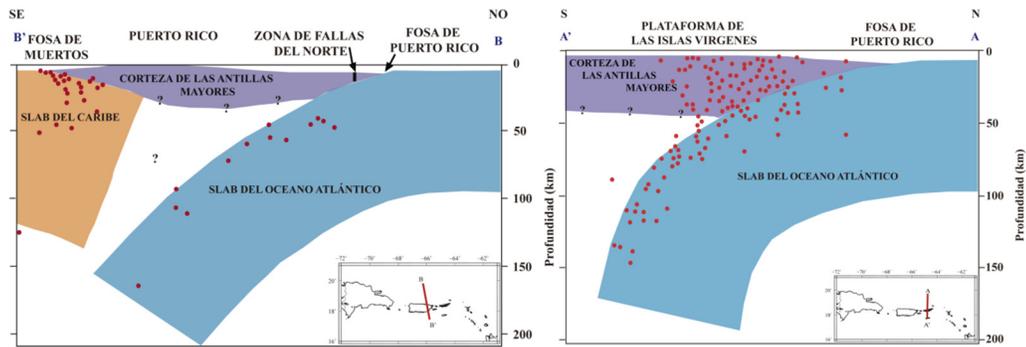


Figura 11. Secciones verticales a lo largo de Puerto Rico e Islas Vírgenes (Modificado de Dolan *et al.*, 1998)

Las evidencias de las losas de la placa Norteamericana y Caribe al Norte y Sur de la microplaca de Puerto Rico e Islas Vírgenes permiten proponer la presencia de un empuje bivergente (ten Brink *et al.*, 2009). Una consecuencia directa de dichos procesos subductivos son las fosas de Puerto Rico y Muertos (Figura 12; Xu *et al.*, 2015). La fosa de Puerto Rico consiste en una depresión de más de 8 km, producto de una subducción oblicua (ten Brink y Lin, 2004), dicha estructura se rige por un movimiento relativo predominantemente transcurrente (Calais *et al.*, 2002; Mann *et al.*, 2002) que a su vez ha generado fallamientos sinestrales paralelos a la fosa (Molnar y Sykes, 1969). Diversos autores plantean que esta estructura posee material sedimentario hasta profundidades de 10 km y velocidades entre 2,4 y 3,8 km/s (e.g. Officer *et al.*, 1959; Talwani, 1959; Molnar, 1977). Por otra parte, la fosa de Muertos alcanza una profundidad de 5,58 km a lo largo de una zona de subducción activa que involucra el Norte de la placa Caribe (Byrne *et al.*, 1985; McCann, 2007)

Al oeste de la isla de Puerto Rico se encuentra en paso de Anegada, este se extiende desde el NE de la Antillas Menores hasta el Norte de la Isla de *St Croix* (Xu *et al.*, 2015). Esta estructura consiste en un surco de tendencia NE-SO que incluye un conjunto de fallas y cuencas de tracción, tales como la cuenca de Vieques e Islas Virgenes (Laurencin *et al.*, 2018). Dichas cuencas han sido representadas por Officer *et al.* (1957) con un rango de velocidades entre 3,2 y 4,4 km/s hasta ~6 km de profundidad.

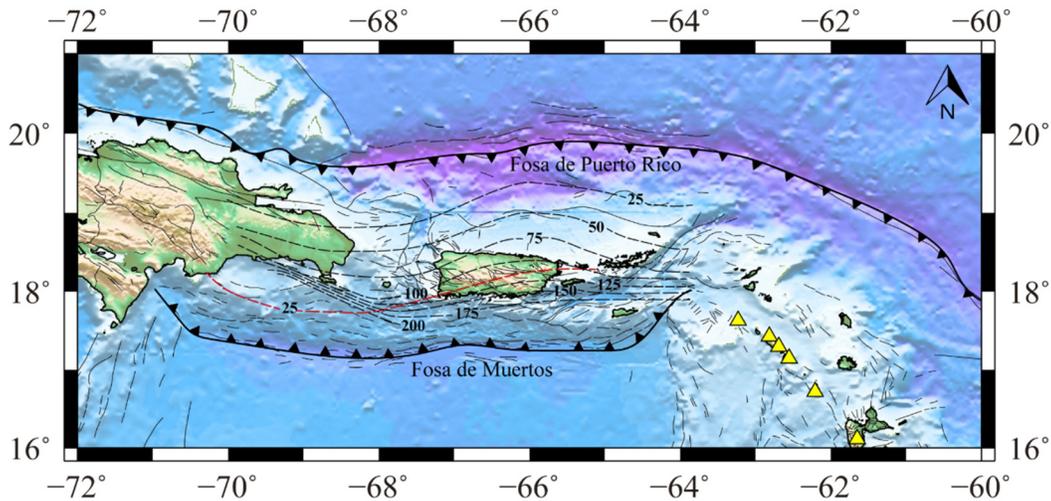


Figura 12. Profundidad de la losa de subducción al este de las Antillas Mayores. Los contornos negros discontinuos representan la losa de la placa Norteamericana. El contorno rojo discontinuo representa la losa de la placa Caribe (Dolan *et al.*, 1998).

La isla de Puerto Rico posee una corteza que alcanza un espesor máximo de ~30 km al NE (Boynton *et al.*, 1979). Esta característica ha sido explicada por Donnelly *et al.* (1990) como una acumulación y sobreposición de cuerpos plutónicos relacionados con el antiguo arco volcánico. El basamento de la isla ha sido dividido por provincias ígneas separadas por zonas de fallas mayores (Figura 13). Las provincias central y NE están limitadas por la zona de fallas del Norte de Puerto Rico (Glover, 1971), la cual posee un desplazamiento lateral con componente dextral (Pease, 1968). Mientras que las provincias central y suroeste SO se encuentran divididas por la poco entendida zona de fallas del sur de Puerto Rico (Glover, 1971; Glover y Mattson, 1973). Ésta, consiste en fallas transcurrentes sinestrales paralelas y subparalelas orientadas NO-SE (Rodríguez-

Martínez, 2007). La provincia ígnea del SO está compuesta por basaltos, serpentinita, peridotita y andesitas. La provincia ígnea Central consiste en plutones y estratos volcánicos. Mientras que la provincia ígnea del NE se compone principalmente de brechas volcánicas (Jolly *et al.*, 1998).

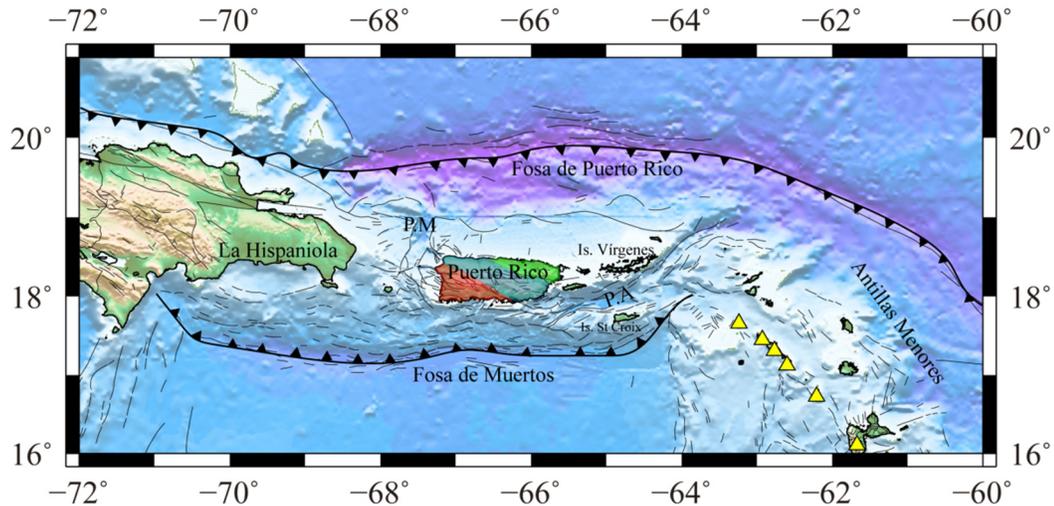


Figura 13. Provincias ígneas de Puerto Rico. La zona color rojo corresponde a la provincia ígnea del SO. La zona azul corresponde a la provincia ígnea central y la zona verde corresponde a la provincia ígnea de NE. PM, Paso de la Mona; PA, Paso de Anegada.

2.5 Límite Oeste

El límite Oeste de la placa Caribe consiste en un margen convergente en donde la placa de Cocos subduce bajo la placa Caribe, resultando en un complejo cinturón volcánico activo (Dengo y Case, 1990). Este territorio ha sido dividido en tres grandes bloques tectónicos, lo cuales difieren entre sí respecto a su geología, estructuras y rasgos morfotectónicos (Dengo, 1969). Estos bloques se conocen como Maya, Chortis y Chorotega (Figura 14).

El bloque Maya incluye la zona de fallas de Motagua, ubicada al Norte de Guatemala, Belice, la Península de Yucatán y el oeste de México hasta el istmo de Tehuantepec (Dengo, 1990). La naturaleza de este bloque es continental, constituido por rocas ígneas

y metamórficas cubiertas por rocas sedimentarias del Paleozoico Superior (Dengo y Case, 1990).

El bloque Chortis incluye la parte sur de Guatemala, El Salvador, Honduras, y el Norte de Nicaragua (Dengo, 1990). Este bloque ha sido dividido por Rogers *et al.* (2007) en distintos sectores o terrenos, según sus características magnéticas, litológicas, estructurales, grado de metamorfismo y edades. El terreno central presenta rocas metamórficas continentales del Paleozoico. Al Norte se encuentran rocas metamórficas intruidas por plutones del Cretácico tardío y Cenozoico temprano. Al Este las rocas predominantes son filitas metasedimentarias y esquistos, mientras que al Sur se ubica un basamento de composición oceánica (von Huene *et al.*, 1980; Ranero *et al.*, 2000). Este bloque presenta rasgos en común con los terrenos de Siuna, ubicados al SE, donde predominan rocas ultramáficas típicas de corteza oceánica. Por otra parte, Baumgartner *et al.* (2008) propone una división geoquímica que divide el NE del bloque como una zona de origen continental y el resto del bloque como una zona de MCOT (*Mezquite composite oceanic terrane*) lo que abarca rocas oceánicas ultramáficas y máficas. Esta separación es consistente con los estudios de Lücke (2012) en donde a partir de modelados gravimétricos les asigna a los terrenos del Sur y de Siuna densidad de 3 g/cm³ a diferencia de las zonas identificadas con características continentales donde le asignan densidades de 2,77 g/cm³.

El bloque Chorotega comprende la zona sur de Nicaragua y se extiende hasta el área central de Panamá, se encuentra constituido por una corteza oceánica generada en la dorsal del Pacífico este y las Galápagos (Denyer *et al.*, 2000). Las rocas están constituidas por basaltos masivos, almohadillas, gabros y peridotitas (Dengo y Case, 1990) los cuales, según Baumgartner *et al.* (2008), corresponde a la provincia ígnea del Caribe.

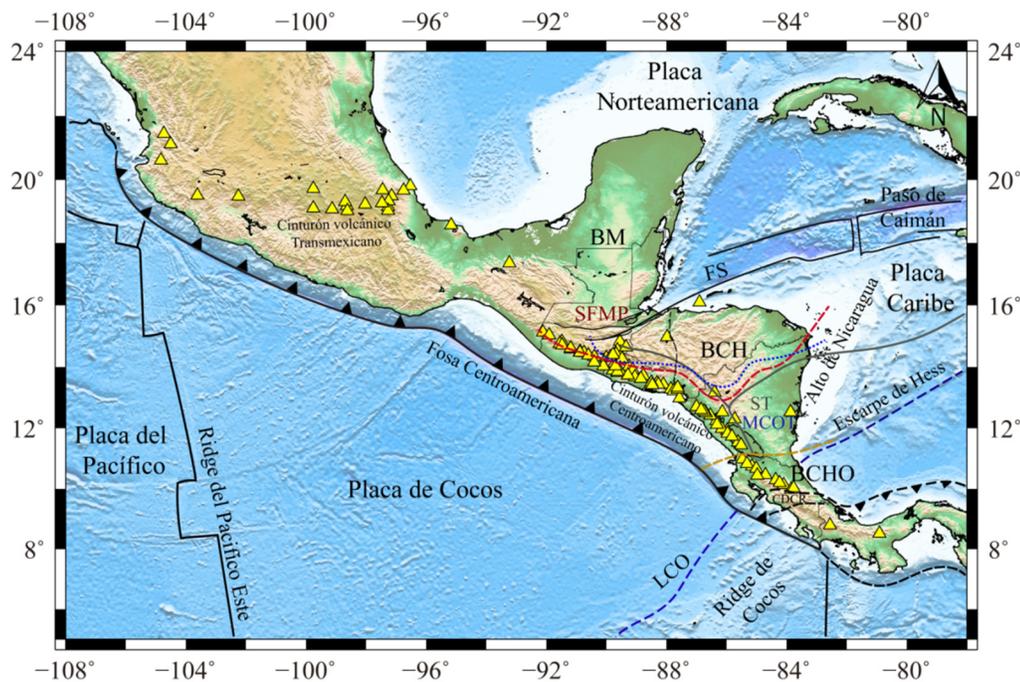


Figura 14. Rasgos tectónicos de Centroamérica. La línea roja discontinua representa el límite entre las unidades de Basamento de $2,77 \text{ g/cm}^3$ (Norte) y 3 g/cm^3 (Sur). La línea gris continua indica el límite ente en los terrenos este, sur y de Siuna (SE) (Rogers *et al.*, 2007). La línea azul punteada indica el limiten entre la zona continental del Bloque de Chortis y el MCOT (Baumgartner *et al.*, 2008). La línea amarilla discontinua indica el límite entre el bloque Chortis y Chorrotega (Campa y Coney, 1983) BM: Bloque Maya. BCH: Bloque Chortis. BCHO: Bloque Chorotega. LCO: límite de corteza oceánica. FS: Falla swan. CDCR: cinturón de deformación de Costa Rica. SFMP: Sistema de fallas Motagua-Polotich. ST: Terreno de Siena.

El cinturón volcánico de Centroamérica se extiende desde el sistema de fallas Motagua-Polochic hasta el Centro de Costa Rica (Guzmán-Speziale *et al.*, 2005). Este frente volcánico consiste de 75 volcanes entre basálticos y dacíticos con actividad holocena documentada (Simkin *et al.*, 1981; Carr y Stoiber, 1990). Estos se encuentran paralelos a la fosa centroamericana a una distancia de $\sim 150 \text{ km}$, en donde alcanzan elevaciones que van desde 100 hasta 4000 m (Carr, 1984). De igual modo, estas estructuras se encuentran separadas a una distancia de entre 12 y 30 km, con un ancho de 10 a 15 km (Guzmán-Speziale *et al.*, 2005). Por otro lado, la discontinuidad de Moho se correlaciona con la presencia del arco volcánico, con profundidades de 44 y 30 km,

siendo el segmento Nicaragüense en donde se presenta la sección más somera (30-36 km) (Lücke, 2012).

La zona de subducción de Centroamérica se encuentra a lo largo de la fosa Centroamericana, en donde de la placa de Cocos presenta un movimiento promedio de 7 cm/año al NO de Guatemala y 8,5 cm/año para el SE de Costa Rica (Figura 15; DeMets, 2001). La dirección de la subducción es de N31°E, con una velocidad de 8 a 9 cm por año, con un ángulo de ~80° que decrece hacia la parte sur de Nicaragua, hasta alcanzar ~60° en Costa Rica (Frischbutter, 2002). Esta zona de subducción presenta una distribución irregular de la sismicidad (Kostoglodov *et al.*, 2003), así como volcanismo discontinuo con fuertes heterogeneidades químicas y una geometría de la losa de subducción que cambia significativamente el ángulo de inversión, siendo más abrupto hacia el Sur (Carr *et al.*, 2003; Ferrari *et al.*, 2012).

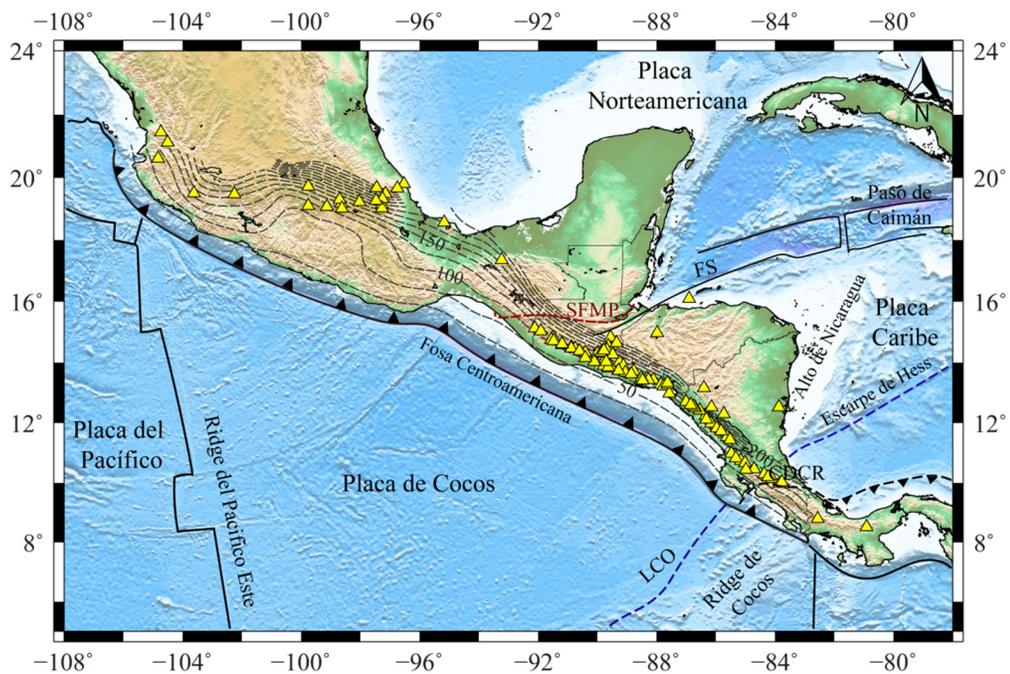


Figura 15. Profundidad de la losa de subducción en Centroamérica. Líneas grises oscuro discontinuas indican la profundidad de la losa de subducción cada 25 km. SFMP, sistema de fallas Motagua-Polotich; FS, Falla Swan; CDCR, Cinturón de deformación de Costa Rica.

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3.1 Fundamentos básicos

Un sismo o terremoto consiste en la vibración de la Tierra producida por una rápida liberación de energía. Estos son generalmente producidos por el deslizamiento de la corteza a lo largo de una zona de debilidad (falla). Al generarse este impulso, la energía liberada se transmite en todas las direcciones desde su punto de origen (foco o hipocentro) en forma de ondas elásticas (Figura 16; Tarbuck y Lutgens, 2005).

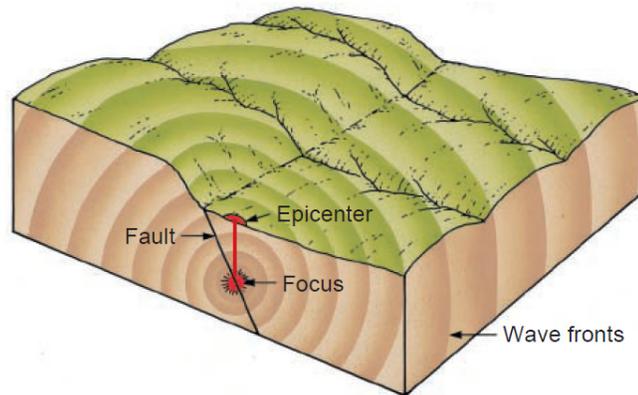


Figura 16. Representación de los elementos principales de un sismo (Hamblin y Christiansen, 2003).

La distancia de un sismo a la estación que lo registra, es utilizada para clasificarlos en: sismos locales y telesismos. Los sismos locales son aquellos que ocurren a distancias menores de 10^3 (~1000 km) de la estación sismológica. En estas distancias se registran principalmente las ondas que resultan de la transmisión y reflexión en la corteza y el manto superior (Schmitz, 2018).

Las ondas generadas por un sismo son las encargadas de transmitir la energía a través de la Tierra, causando una deformación elástica. Parte de la energía se propaga a través del subsuelo como ondas corpóreas (P y S), mientras que el resto de la energía que viaja a través de la superficie se propaga como, ondas superficiales (Love y Rayleigh; Lowrie, 2007). Las ondas P consisten en un proceso de compresión y dilatación del

material a través del medio en el que se propaga, mientras que las ondas S se caracterizan por un movimiento transversal a la propagación de la energía (Hamblin y Christiansen, 2004; Figura 17). Las velocidades a las que se transmiten estas ondas dependen principalmente de las propiedades elásticas de las rocas que conforman el medio (Dobrin y Savit, 1988). Dichas propiedades están condicionadas por factores como la edad, petrología, estado de compactación, porosidad, material dentro del espacio poroso, temperatura y presión (Telford *et al.*, 1990; Lowrie, 2007).

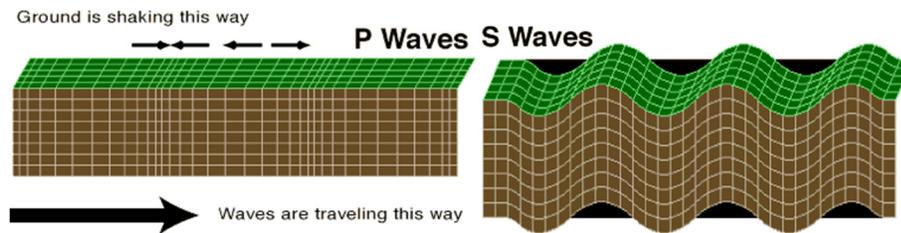


Figura 17. Movimiento de las partículas con el paso de ondas P y S (Earthquake Glossary of United States Geological Survey, 2019).

Las ondas sísmicas viajan a una mayor velocidad a través de rocas rígidas con un alto grado de compactación (rocas ígneas y metamórficas), lo que indica que las rocas menos consolidadas (rocas sedimentarias) presentan una menor velocidad de propagación de las ondas (Dobrin y Savit, 1988). En estudios a nivel litosférico la temperatura también puede influenciar la velocidad de propagación de las ondas, particularmente en el manto, zonas de subducción y volcanismo activo. En este sentido, una sección de la corteza terrestre con una menor temperatura tendrá velocidades más elevadas que los bloques de temperaturas superiores (Christensen, 1979; 1996). Del mismo modo, es importante considerar el incremento de la velocidad con la profundidad, ya que, está directamente relacionado con el aumento de la presión, permitiendo que la roca adquiriera una estructura más compacta (Tarbuck y Lutgens, 2005)

Otra manera de caracterizar las propiedades físicas de las rocas, es mediante la relación V_p/V_s . Este parámetro es frecuentemente utilizado como un indicador de la naturaleza petrológica de la corteza terrestre, facilitando la identificación de litologías, grado de

consolidación, y la posible presencia de fluidos (Gutenberg, 1959; Christensen, 1996). Autores como Delia Vedova *et al.* (1991) y Vaccari y Panza (1993) asocian los valores superiores a 1,75 con la presencia de fluidos (mantelares o en estado líquido) y perturbaciones termales, mientras que los valores inferiores a 1,75 pueden ser resultado de la presencia de gases. En cuanto a las características litológicas de las rocas, éstas presentan una menor relación V_p/V_s para rocas con un mayor espacio poroso (Johnston y Christensen, 1993). En el caso de las rocas ígneas Koulakov *et al.* (2006) explica que la relación V_p/V_s en rocas félsicas es menor que para rocas máficas a nivel cortical.

La Tabla 1 contiene los rangos de velocidad de ondas P (V_p), ondas S (V_s) y relación V_p/V_s para distintos tipos de roca. Se puede observar que las rocas de origen sedimentario presentan los valores más bajos, en consecuencia, de su porosidad y grado de compactación. En contraste, las rocas de origen ígneo y metamórfico resaltan con elevadas velocidades y relación V_p/V_s , debido a la compactación y estructura rígida conferida a partir de las condiciones que las originaron. La Tabla 2 indica V_p , V_s y relación V_p/V_s para las principales estructuras litosféricas de la Tierra. De dicha Tabla se puede destacar la diferencia entre las cortezas continentales y oceánicas, que se distinguen por las rocas que las componen (en la corteza continental predominan las rocas félsicas y en la oceánica las rocas máficas), así pues, el manto superior responde a una composición predominante de rocas ultramáficas. Por último, las velocidades para las cámaras magmáticas, poseen una importante disminución de la velocidad de transmisión de las ondas debido a las condiciones reológicas y elevadas temperaturas del magma, que afectan principalmente a las ondas S.

Tabla 1. Velocidades Vp, Vs y relación Vp/Vs para diferentes tipos de rocas (Telford *et al.*, 1990; Christensen, 1996).

Material	Vp (km/s)		Vs (km/s)		Vp/Vs	
Lutita	2	5	1,9	2,6	1,5	1,7
Arenisca	2	6	2,6	3	1,55	1,64
Cuarcita	5	6	2,7	3	1,55	1,62
Caliza	2	5,6	2,9	3,1	1,55	1,64
Dolomita	2,5	5,7	2,9	3,2	1,59	1,64
Anhidrita	4,5	5,9	2,9	3,1	1,55	1,64
Gneis	5,8	6,4	3,3	3,7	1,64	1,8
Granito	5,5	6,4	3,4	3,7	1,65	1,75
Gabro	6,5	7	3,75	4	1,76	1,9
Basalto	6	6,7	3,4	3,7	1,76	1,82
Serpentinita	5,5	6,5	3,2	3,75	1,8	2
Dacita	6,5	7,5	3,7	4,2	1,75	1,85
Rocas ultramáficas	7,2	8,7	4	5	1,7	1,8

Tabla 2. Velocidades Vp, Vs y relación Vp/Vs para diferentes estructuras geológicas (Christensen y Mooney, 1995; Christensen, 1996; Matsubara *et al.*, 2000).

Material	Vp (km/s)		Vs (km/s)		Vp/Vs	
Corteza continental	5	6,5	2,9	3,7	1,6	1,76
Corteza oceánica	6	7,1	3,3	4	1,75	1,9
Manto superior	7,9	8,6	4,25	5	1,78	1,9
Cámara magmática	4,1	5,5	2,25	3,15	1,8	1,9

3.2 Tomografía sísmica

La palabra Tomografía deriva del griego “*Τομος*” que significa corte o sección y “*Γραφος*” que significa dibujo o imagen (Lehmann, 2007). Este término ha sido utilizado por los sismólogos para describir el proceso de invertir las observaciones sismológicas en un modelo que exprese las variaciones laterales y verticales de las velocidades de transmisión en el subsuelo (Rawlinson y Sambridge, 2003).

Las tomografías sísmicas constituyen una herramienta básica en la construcción y análisis de modelos de velocidad 3D en áreas volcánicas y sísmicamente activas (Thurber, 1992). El uso de diferentes componentes de los datos sismológicos ha permitido diversificar esta técnica, siendo los tiempos de llegadas de las ondas sísmicas uno de los más utilizados.

Mediante el uso de los tiempos de viaje de las ondas, se puede obtener la distribución de velocidades a lo largo de su recorrido (Lowrie, 2007). En este sentido, se plantea que el tiempo de viaje de la onda a lo largo de su recorrido representado por el rayo (d) es el resultado de la integral de la lentitud ($u(s)$) desde la fuente hasta el receptor.

$$d = \int_{\text{fuente}}^{\text{receptor}} \frac{1}{v(s)} ds = \int_{\text{fuente}}^{\text{receptor}} u(s) ds$$

(Ecuación 1)

Esta expresión permite determinar la distribución de velocidad a lo largo de su trayectoria. Del mismo modo, se debe plantear un modelo promedio de velocidades para distintas capas. Dicho modelo de velocidad se usa para calcular los tiempos de viajes. Estos tiempos de viaje calculados presentan diferencias con respecto a los observados, los cuales se conocen como tiempos residuales. Asimismo, las discrepancias entre el modelo inicial de velocidades y el calculado se conocen como anomalías de velocidades (Lowrie, 2007). Sin embargo, una sola observación no es suficiente para determinar la distribución de una anomalía de velocidad a lo largo del recorrido. Por lo tanto, es conveniente plantear un sistema de ecuaciones donde cada rayo (i) tenga una $u(s)$. Dicho esto, se plantea un medio dividido en celdas homogéneas en donde el rayo se puede segmentar según su recorrido por cada celda (Figura 18).

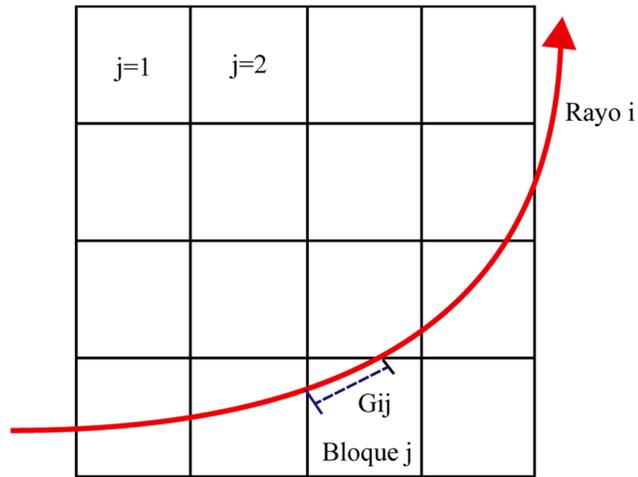


Figura 18. Representación 2D de la división de un medio en celdas para el proceso de inversión (Modificado de Stein y Wyssession, 2003).

La Figura 18 define un medio sectorizado, donde G_{ij} representa la distancia que recorre el rayo (i) en el bloque (j). De esta manera, se puede plantear la ecuación 1 de forma discreta en donde Δu_j es la diferencia entre la velocidad en el bloque (j) y la correspondiente al modelo de referencia.

$$\Delta d_i = \sum_{j=1} G_{ij} \Delta u_j$$

(Ecuación 2)

De esta ecuación surge un problema inverso, en el cual se deben obtener las propiedades del medio que dieron lugar a los tiempos observados. Esta ecuación puede ser resumida de la siguiente forma:

$$d = Gm$$

(Ecuación 3)

Donde d es la diferencia entre los tiempos observados y los calculados, m representa las propiedades del medio y G una matriz de primeras derivadas que relaciona las propiedades del medio (m) con los datos (d). Por lo tanto, para obtener m , se debe realizar la inversión de la matriz G , lo que finalmente resulta en la siguiente ecuación:

$$m = (G^T G)^{-1} G^T d$$

(Ecuación 4)

En base a esta ecuación se obtienen las imágenes que permiten el estudio de la litosfera por medio de los tiempos de viaje de las ondas sísmicas. Dichos tiempos de viaje pueden ser obtenidos por medio de estudios de reflexión de incidencia normal, refracción y reflexión de gran ángulo, telesismos y sismos locales.

3.3 Tomografía de sismos locales

Una tomografía de sismos locales es una técnica utilizada comúnmente para la obtención de imágenes de estructuras subsuperficiales en áreas sísmicamente activas (Rawlinson y Sambridge, 2003) la cual facilita el revelar los mecanismos que controlan los procesos tectónicos de la Tierra (Koulakov, 2009). A diferencia de la tomografía telesísmica, ésta requiere que las fuentes se encuentren dentro del modelo de volumen (Aki *et al.*, 1977; Figura 19). Esto implica que este método está reservado para zonas sísmicamente activas, con una distribución uniforme de las fuentes y las estaciones (Evans *et al.*, 1994).

Kissling (1988) menciona que las principales ventajas de una tomografía de sismos locales sobre una tomografía telesísmica radican en que esta incluye un contenido de frecuencias más altas y permite una mayor variación del ángulo de incidencia (en el caso de los datos telesísmicos es de 30°). Por lo tanto, en áreas de alta actividad sísmica, la corteza superior se puede iluminar desde casi cualquier dirección simplemente colocando estaciones sísmicas en los lugares deseados.

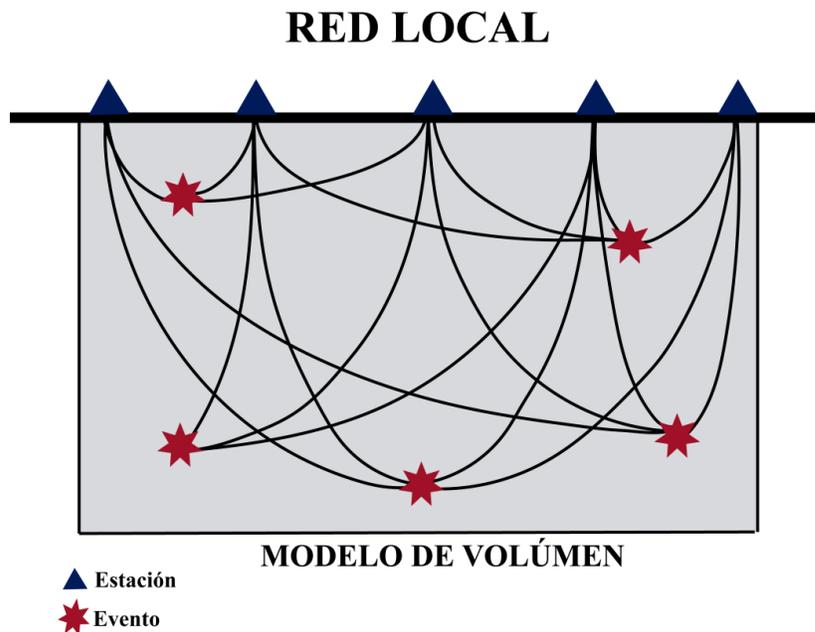


Figura 19. Representación esquemática de una tomografía de sismos locales (Modificado de Thurber, 2003).

Una de las características que distinguen una tomografía de sismos locales de otros tipos, es la relocalización los hipocentros de los eventos como parte del proceso de inversión. La determinación de los hipocentros y los modelos de velocidad 3D se basan en teorías de inversión cuyo fundamento es la minimización de los tiempos residuales entre modelos teóricos y los datos experimentales (Lira, 2011). Los inicios de esta metodología se le atribuyen a Crosson (1976), Aki y Lee (1976) y posteriormente a Thurber (1983), quienes desarrollaron los primeros algoritmos para la inversión simultánea de tiempos de llegadas y localización de eventos. En la actualidad estos algoritmos se han actualizado adaptándose principalmente a las condiciones de las zonas de estudio y mejorando la capacidad resolutive; uno de estos algoritmos es el LOTOS, desarrollado por Koulakov (2009), el cual ha sido utilizado en distintas zonas del mundo, demostrando su robustez y calidad para generar resultados óptimos en una gran variedad de regiones.

La Figura 20 representa la distribución de los rayos sísmicos en una tomografía de sismos locales. Como se explicó anteriormente, las estaciones y los eventos se

encuentran dentro de lo que se define como el modelo de volumen. En este caso, se observa una concentración de los eventos en la interacción entre la losa de subducción y la corteza continental. Para este ejemplo, la losa de subducción no cuenta con una densidad de rayos que permitan iluminar esta estructura, por lo tanto, el resultado mostrará solo las estructuras de velocidad que subyacen a la subducción.

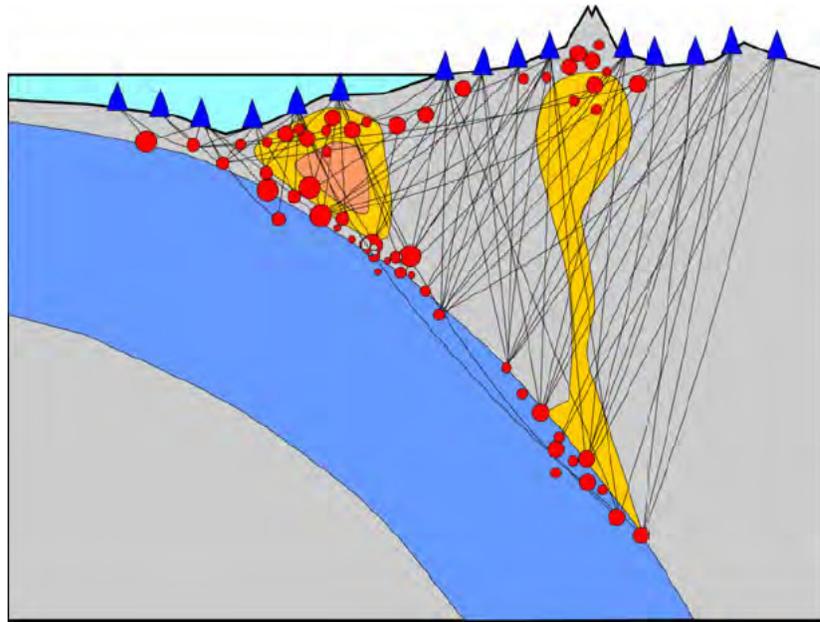


Figura 20. Representación de la distribución de los rayos sísmicos para una tomografía de sismos locales (Koulakov et al., 2012).

3.4 LOTOS (Local Tomography Software)

El algoritmo de inversión tomográfica LOTOS desarrollado por Koulakov (2009) consiste en una inversión simultánea que involucra los parámetros de velocidad de ondas P y S y la localización de los eventos. Se parte de localizaciones hipocentrales y tiempos de origen desconocidos los cuales deben ser calculados a partir de la información disponible (tiempos de llegadas a distintas estaciones). El proceso de inversión conjunta consiste en la actualización iterativa de un modelo 1D que a su vez es utilizado para relocalizar los eventos que, seguidamente, son empleados para la

inversión tomográfica. En este sentido, los pasos señalados en la Figura 21 se pueden resumir de la siguiente forma:

3.4.1 Optimización del modelo 1D

El proceso de optimización del modelo 1D inicia con la localización inicial de las fuentes según el modelo 1D inicial. Con este dato, el algoritmo crea una Tabla de tiempos de referencia con el modelo inicial, basándose en la fórmula analítica de Nolet (1981) que contempla los tiempos de viaje para todas las posibles combinaciones de profundidades del evento y distancias epicentrales.

$$T = 2 \int_0^{z(p)} \frac{v^{-2}}{(v^{-2} - p^2)^{\frac{1}{2}}} dz$$

(Ecuación 5)

En la ecuación 5, T es el tiempo de viaje, v la velocidad del medio y z la profundidad del evento. De esta manera se obtienen los tiempos de viaje para cada rayo. Posteriormente, se obtienen las localizaciones de las fuentes mediante la función *goal*, que refleja la probabilidad de la ubicación de un evento para un punto determinado (Koulakov *et al.*, 2006).

El algoritmo realiza el cálculo de una matriz de primeras derivadas para los rayos previamente calculados. Cada elemento de esta matriz (A_{ij}) es igual a la variación del tiempo a lo largo de un rayo (j) causado por una variación de velocidad a una profundidad (i). La inversión de esta matriz utiliza el método LSQR. Este método consiste en un proceso iterativo que facilita la solución de sistemas de ecuaciones con matrices de muchos elementos (Paige y Saunders, 1982). Al finalizar este proceso se obtiene el modelo 1D con el que se realiza la inversión tomográfica.

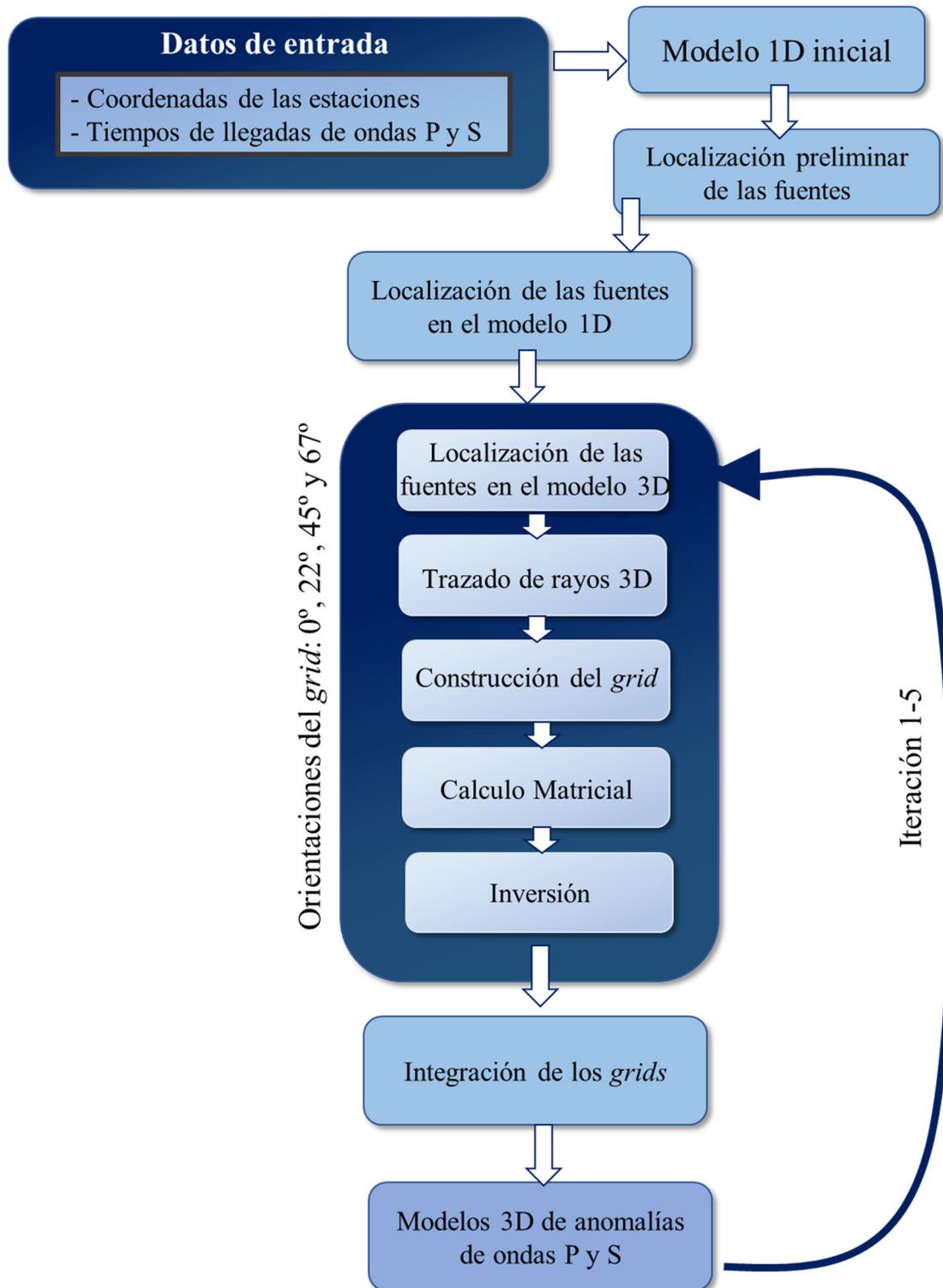


Figura 21. Estructura general del algoritmo LOTOS.

3.4.2 Inversión Tomográfica

El proceso de inversión tomográfica parte del modelo 1D optimizado, el cual, es utilizado para relocalizar los eventos en un modelo 3D. Durante la primera iteración los eventos son localizados según el modelo 1D, luego, se utiliza un modelo 3D construido a partir del trazado de rayos entre las fuentes y estaciones. El trazado de rayos utiliza un algoritmo de doblado del rayo (*Bending*).

El método de doblamiento del rayo se basa principalmente en arquear el rayo sísmico hasta alcanzar una geometría que cumpla con que su tiempo de viaje sea el mínimo para una determinada configuración de capas y velocidades (Um y Thurber, 1987). No obstante, el algoritmo utilizado por el LOTOS presenta algunas variaciones con respecto al propuesto por Um y Thurber (1987). En este caso, el rayo construido tiende a viajar a través de anomalías de altas velocidades evitando los patrones de bajas velocidades (Figura 22); además, se puede usar cualquier parametrización de la distribución de velocidades y puede definir únicamente un valor de velocidad positivo en cualquier punto del área de estudio (Koulakov, 2009).

La búsqueda de la trayectoria con un tiempo mínimo de llegada se realiza en varios pasos. La trayectoria inicial es una línea recta. En el primer paso (Figura 22), los extremos del rayo se fijan (Puntos 1 y 2). El punto A es situado en la mitad del rayo y será el utilizado para hacer el doblamiento. La deformación de la trayectoria del rayo se realiza perpendicular al rayo en dos direcciones: adentro y atravesando el plano que contiene el rayo. En el segundo paso, se fijan tres puntos (puntos 1, 2 y 3), y la deformación del rayo se realiza en dos segmentos (Puntos A y B). En el tercer paso, se fijan cuatro puntos y se deforman tres segmentos. En la Figura 22 se muestran los resultados del doblamiento para ocho elementos. Las iteraciones se detienen cuando la longitud de los segmentos llega a ser más pequeña que el valor predefinido en los parámetros del código.

Una vez construido el modelo 3D, se realiza la localización utilizando un método de gradiente para la búsqueda de valores extremos, adaptando la función *goal*. De manera

que calcule la probabilidad de que la posición de la fuente esté en un punto en el espacio tridimensional (Koulakov *et al.*, 2007).

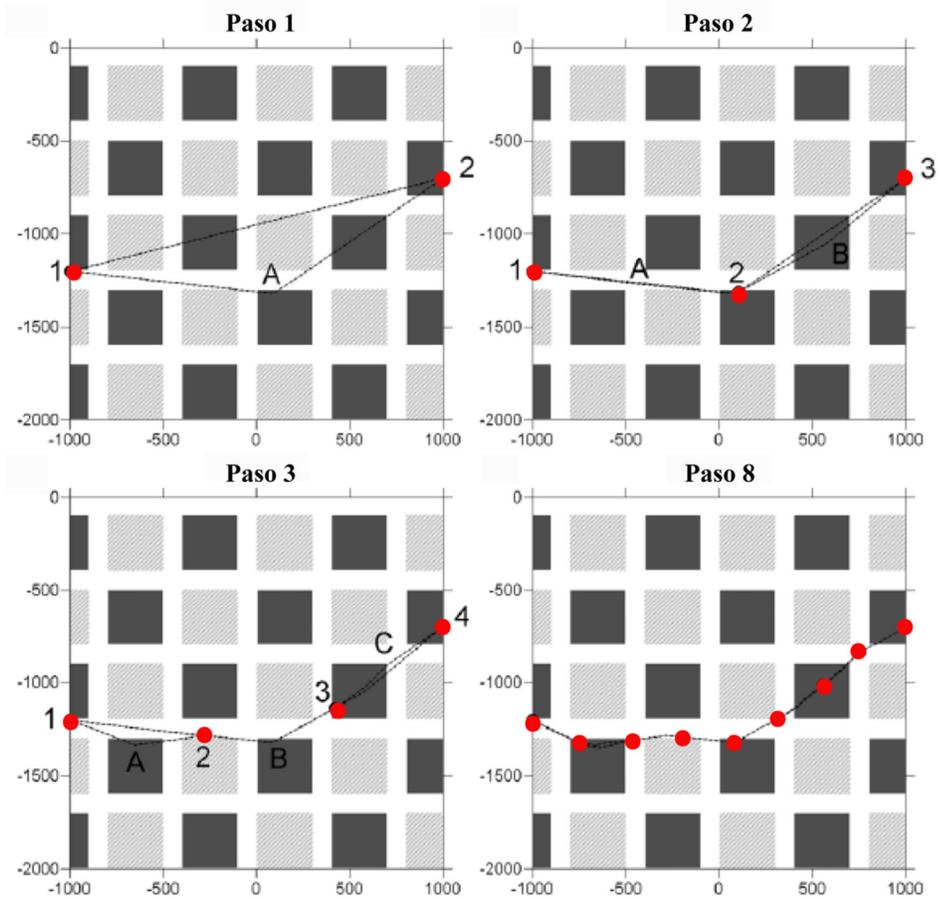


Figura 22. Representación 2D del trazado de rayos Bending utilizado por el LOTOS. Los cuadros oscuros representan anomalías de velocidad positivas de +30% y los cuadros claros son anomalías negativas de -30% (Modificado de Koulakov, 2009).

Seguidamente, tiene lugar el proceso de parametrización. La parametrización consiste en instalar a lo largo de la zona de estudio, un conjunto de nodos vinculados a líneas verticales distribuidas de forma regular (Figura 23). La instalación de los nodos depende de la distribución de los rayos; por lo que, en su ausencia no son instalados. La distribución de velocidades en cada uno de estos nodos es aproximadamente lineal, y el espaciamiento mínimo entre ellos es significativamente menor al tamaño de las anomalías esperadas (Koulakov *et al.*, 2006). Para reducir los efectos ocasionados por

la distribución de los nodos, el algoritmo utiliza mallados con diferentes orientaciones (0° , 22° , 45° , 67°) y luego son promediados para el resultado final.

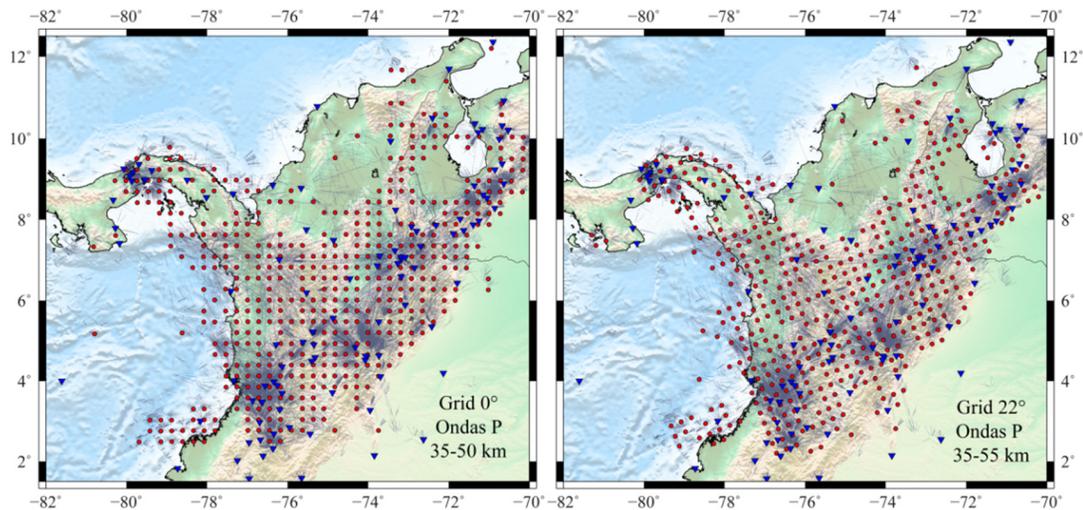


Figura 23. Construcción de los grids y nodos orientados a 0° y 22° de acuerdo a la distribución de los rayos.

El cálculo de la matriz de derivadas se realiza utilizando los recorridos de los rayos computados luego de la localización de las fuentes en el modelo 3D. La matriz se construye según las ecuaciones planteadas por Koulakov (2007), donde se toman en cuenta las diferencias entre los recorridos de los rayos de ondas P y S para la inversión de la relación V_p/V_s . La amplitud y suavizado de la solución son controlados por dos bloques adicionales que permiten reducir la diferencia entre las soluciones de los nodos cercanos, obteniendo así un suavizado de los campos de velocidad calculados (Koulakov, 2009). Finalmente, la inversión se elabora utilizando un proceso iterativo LSRQ (Paige y Saunders, 1982; van der Sluis y van der Vorst, 1987).

El paso final del proceso de inversión consiste en promediar en un modelo 3D los resultados obtenidos para los diferentes mallados. Este modelo es definido en un mallado regular que permite que el trazado de rayos sea considerablemente más denso y rápido que en un mallado irregular. Luego de finalizar las iteraciones, los resultados son visualizados como secciones horizontales (anomalías de velocidad) y verticales

(anomalías y velocidades absolutas), según las profundidades y direcciones especificadas (Figura 24).

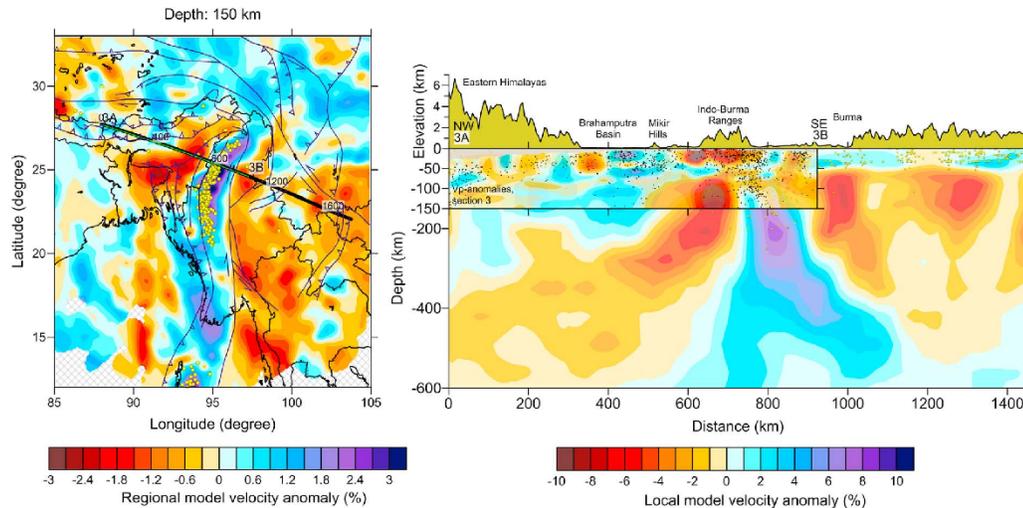


Figura 24. Ejemplo del resultado luego de aplicar la metodología descrita. a) Sección horizontal a 150 km. b) sección vertical con anomalías V_p . (Raouf *et al.*, 2017)

3.5 Prueba del tablero de ajedrez

La prueba del tablero de ajedrez se basa en el uso de modelos sintéticos para evaluar la capacidad de inversión tomográfica y resolver detalles estructurales en la configuración fuente-receptores. Los datos sintéticos se generan asumiendo un modelo particular de velocidades y anomalías preestablecidas con un patrón regular de cuadrículas de altas y bajas velocidades. Mientras que los datos reales consideran la configuración fuentes-receptores. Posteriormente, se realiza una inversión para tratar de recuperar los datos sintéticos planteados. El grado de difuminado del patrón del tablero de ajedrez varía dependiendo del modelo e indica la resolución relativa en la zona de estudio (Shearer, 2009).

Sin embargo, esta prueba de resolución no siempre da una respuesta confiable, debido a que se están asumiendo anomalías de amplitudes uniformes y datos sin ruido (Figura 25). Pero, en problemas tomográficos reales, existe cierto ruido y las anomalías tienen amplitudes variables. A menudo, solo las anomalías de mayor amplitud suelen

resolverse sin ambigüedades. También se puede presentar el caso en el que un cuerpo pequeño se represente con una forma mayor en la imagen tomográfica (Shearer, 2009).

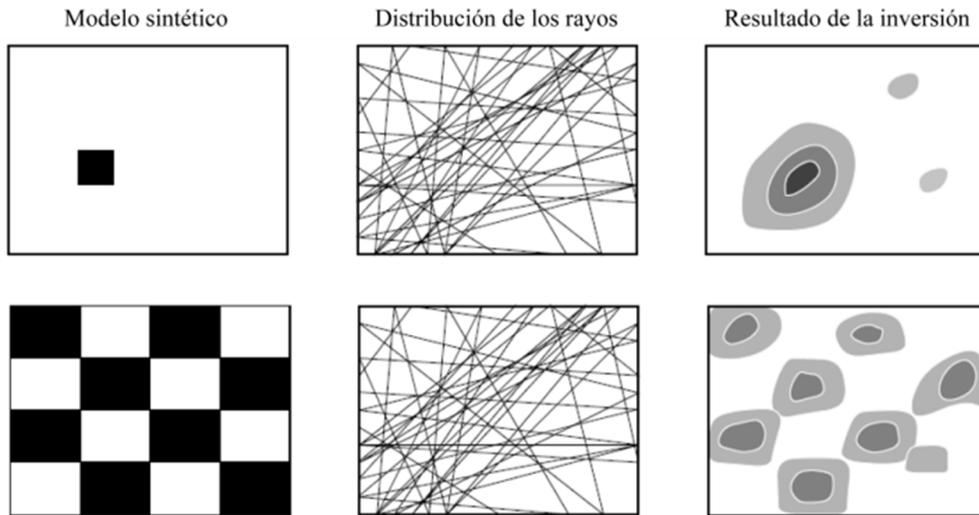


Figura 25. Resolución de los modelos con respuesta al impulso y prueba de tablero de ajedrez. En ambos casos se crea un conjunto de datos sintéticos de tiempos de viaje para un modelo de velocidad simple y se usan las trayectorias de los rayos presentes en los datos reales. El dato sintético es invertido para observar que tanto se recupera del modelo inicial (Shearer, 2009).

CAPÍTULO IV

MARCO METODOLÓGICO

Con la finalidad de cumplir con los objetivos planteados, se llevaron a cabo 7 etapas de trabajo, las cuales se resumen en el esquema mostrado en la Figura 26.

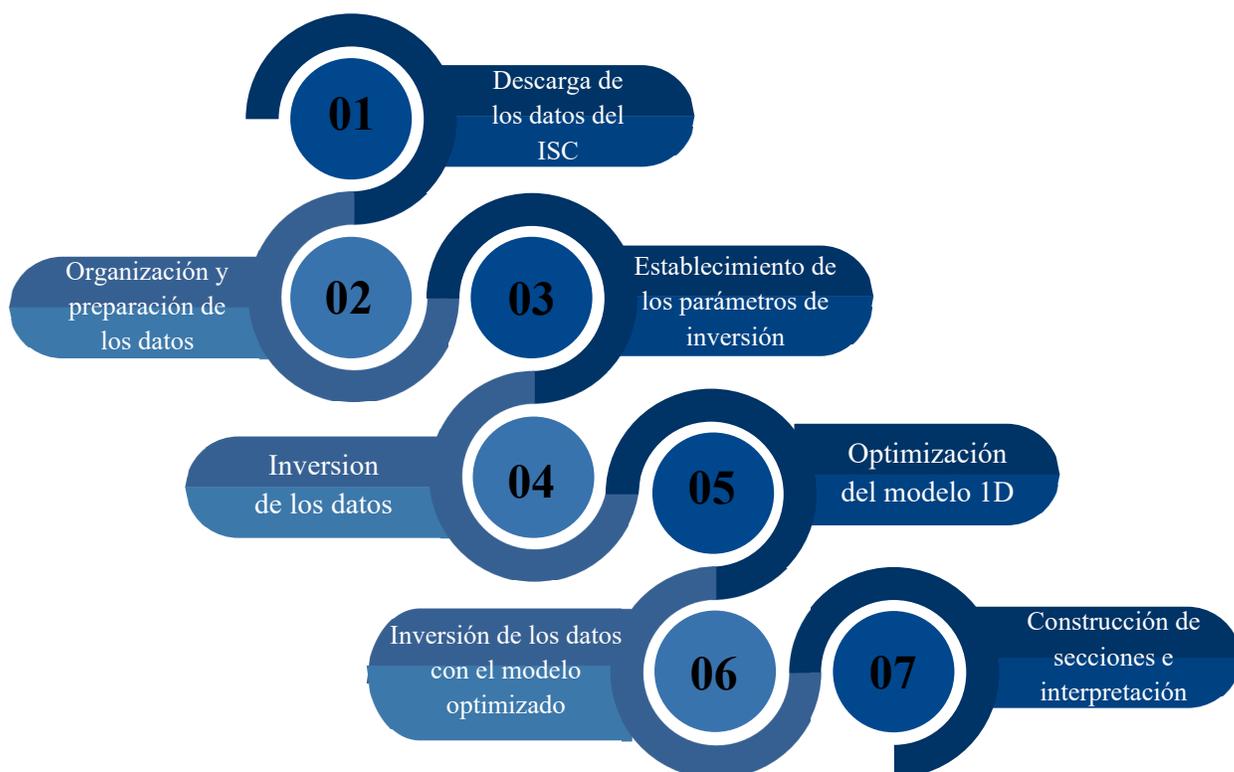


Figura 26. Representación esquemática del proceso de elaboración de tomografías de sismos locales.

4.1 Descarga del dato sísmológico

Los datos utilizados para este trabajo corresponden a los primeros tiempos de llegada de las ondas P y S registrados en 734 estaciones adscritas al ISC (*Internacional Seismological Centre*) entre los años 1975 y 2016, además de 80 estaciones instaladas durante el proyecto BOLIVAR (*Broadband Ocean-Land Investigations of Venezuela and the Antilles arc Region*) entre los años 2003 y 2005. Se contó con un registro total

de 42927 eventos (41744 ISC, 1183 Proyecto BOLIVAR), 311375 tiempos de llegadas de ondas P (300827 ISC, 10548 Proyecto BOLIVAR) y 57087 tiempos llegadas de ondas S (49162 ISC, 7925 Proyecto BOLIVAR).

4.2 Organización y preparación de los datos

Los datos del ISC y el proyecto BOLIVAR fueron organizados en un formato específico adaptado a los estándares del algoritmo de inversión. Dado que este algoritmo posee restricciones en cuanto a la extensión de la zona de estudio (sólo áreas sísmicamente activas con una cobertura uniforme de estaciones), se dividió la base de datos en 7 ventanas (Figura 27). El número de eventos y estaciones de cada ventana de estudio se indica en la Tabla 3 y el área que abarcan es mostrado en la Figura 27.

Tabla 3. Eventos y estaciones por cada zona de estudio

Ventana	Zona	Eventos	Llegadas ondas P	Llegadas ondas S	Estaciones
1	Colombia	15360	181084	29621	76
2	Occidente de Venezuela	9836	141350	81704	79
3	Oriente de Venezuela	9468	129073	73682	93
4	Antillas Menores	10376	115035	20587	111
5	Puerto Rico	9910	120807	24263	68
6	México-Guatemala- El Salvador	9074	109076	20578	210
7	Nicaragua-Costa Rica	15933	191393	33108	140

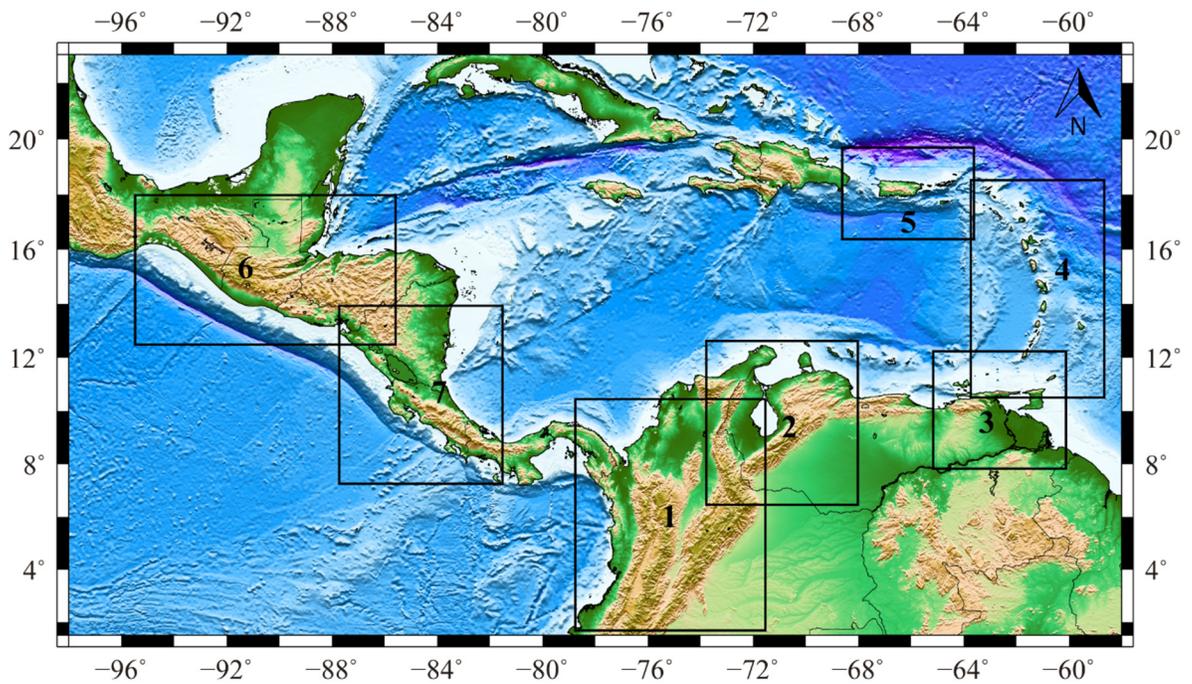


Figura 27. Mapa de localización de las ventanas de estudio.

4.3 Estimación de parámetros

4.3.1 Modelo 1D inicial

El modelo 1D de la Tabla 4 representa el punto de partida de la inversión tomográfica. Éste, se adapta al propuesto por Koulakov (comunicación personal, 12 de febrero de 2019), que además incluye una relación V_p/V_s promedio de 1,75.

Tabla 4. Modelo 1D inicial propuesto pot Koulakov (2019)

Profundidad (km)	Modelo inicial	
	V_p (km/s)	V_s (km/s)
10	6,60	3,90
20	7,00	4,15
30	7,50	4,47
40	8,00	4,73
120	8,20	4,77

4.4.1 Prueba del tablero de ajedrez

Los parámetros fundamentales para realizar el proceso de inversión fueron definidos mediante la realización de pruebas de resolución. Dichas pruebas se basaron en un modelo sintético conocido como tablero de ajedrez. El tamaño de las celdas que conforman este patrón de anomalías fue definido luego de probar con resoluciones de 40 x 40 km, 50 x 50 km, 60 x 60 km, 80 x 80 km y 90 x 90 km. Las pruebas fueron distribuidas de forma alternante con anomalías de $\pm 5\%$, y posteriormente invertidas utilizando el modelo 1D de la Tabla 4 y los parámetros propuestos por Koulikov (comunicación personal, 6 de marzo de 2019) indicados en la Tabla 5. Del mismo modo, la inversión en cada zona fue diferenciada según el parámetro del punto central de la zona de estudio, los cuales son señalados en la Tabla 6 e ilustrados en la Figura 28.

Tabla 5. Parámetros utilizados en las pruebas de resolución

Parámetro	P	S
Peso para los modelos P y S	0,5	0,5
	1	1
	1,5	1,5
Suavizado horizontal	1	2
	2	4
	3	5
Suavizado vertical	1	2
	2	4
	3	5
Amortiguamiento	0	1
	1	2
	2	3
Peso de corrección de estaciones	0,5001	0,5001
	1,0001	1,0001
	1,5001	1,5001
LSRQ	60	
	80	
	100	
	120	

Tabla 6. Ventanas de estudio y puntos centrales utilizados en la inversión.

Ventana	Longitud (°)	Latitud (°)	Zona
1	-75,5	7,5	Colombia
2	-71	10	Occidente de Venezuela
3	-61,5	10,5	Oriente de Venezuela
4	-59,5	15	Antillas Menores
5	-66,5	18,2	Puerto Rico e Islas Vírgenes
6	-92,16	15,18	Sur de México, Guatemala y El Salvador
7	-83,036	8,95	Nicaragua y Costa Rica

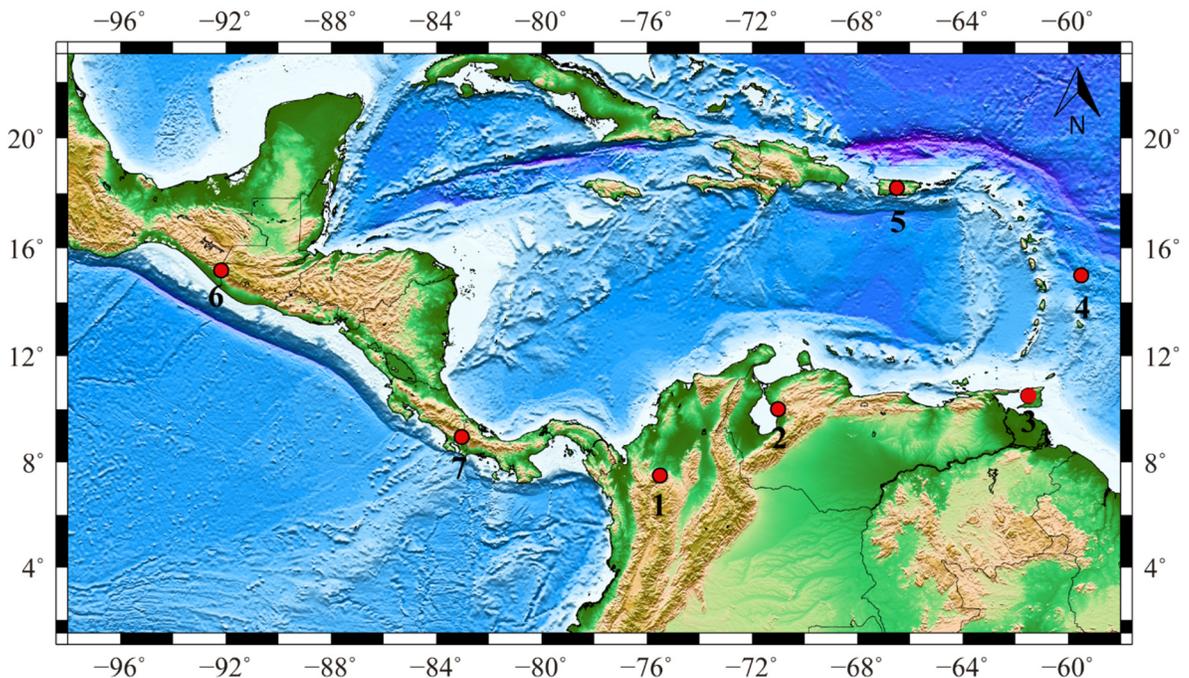


Figura 28. Mapa de los puntos centrales de cada ventana de estudio.

Se encontró que la cantidad de datos no era suficiente para recuperar los modelos sintéticos de 40 x 40 km y 50 x 50 km para las ventanas 2, 3, 4, 5, 6 y 7 por lo que seleccionó el patrón de celdas de 60 x 60 km. Mientras que para la ventana 1 se obtuvo una recuperación admisible para celdas de 90 x 90 km (Tabla 7). Así pues, los parámetros que permitieron lograr la mejor correspondencia de las anomalías construidas, con el modelo original se presentan en la Tabla 8. Tales parámetros fueron

los utilizados para el proceso de inversión de los datos reales. La Figura 29 muestra un ejemplo de las pruebas obtenidas con distintas dimensiones de celdas, y los parámetros indicados en la Tabla 8 para el occidente de Venezuela. Se puede corroborar una mejor recuperación del modelo sintético para las celdas de 60 x 60 km, manteniendo una buena resolución a lo largo de los Mérida y la región Centro-Occidental de Venezuela.

Tabla 7 Tamaños de celdas para cada zona de estudio.

Ventana	Zona	Tamaño de celdas (km)
1	Colombia	90 x 90
2	Occidente de Venezuela	60 x 60
3	Oriente de Venezuela	60 x 60
4	Antillas Menores	60 x 60
5	Puerto Rico	60 x 60
6	México-Guatemala- El Salvador	60 x 60
7	Nicaragua-Costa Rica	60 x 60

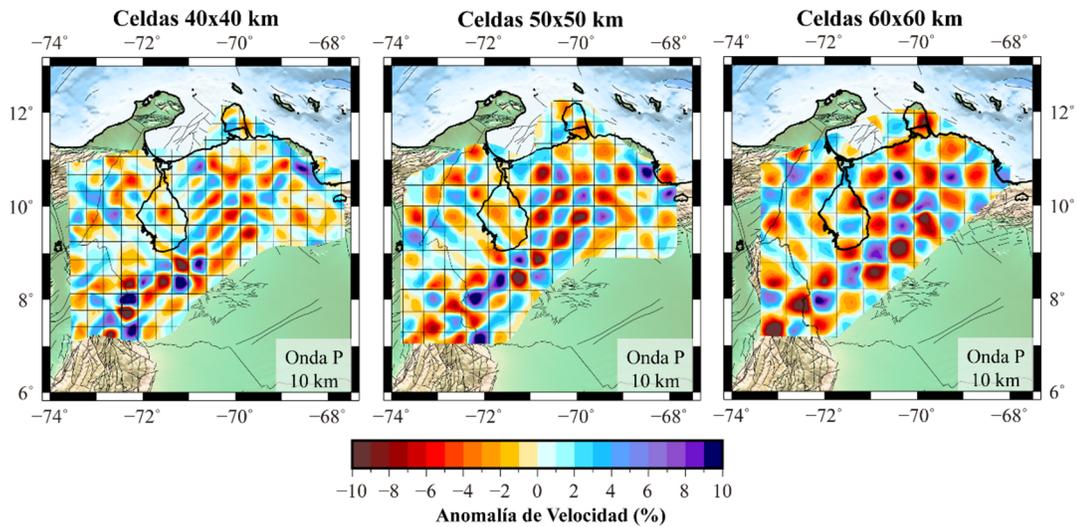


Figura 29. Test de tablero de ajedrez del Occidente de Venezuela para diferentes tamaños de celdas.

Tabla 8 Parámetros de inversión .

Ventana	LSRQ	Peso para modelos P y S		Suavizado horizontal		Suavizado Vertical		Amortiguamiento		Peso de corrección de las estaciones	
		P	S	P	S	P	S	P	S	P	S
1	100	1	1	2	4	2	4	1	2	0,5001	0,5001
2	100	1	1	2	4	2	4	1	2	1,0001	1,0001
3	100	1	1	2	4	2	4	1	2	1,0001	1,0001
4	100	1	1	2	4	2	4	1	2	0,5001	0,5001
5	120	1	1	2	4	2	4	1	2	0,5001	0,5001
6	120	1	1	2	4	2	4	1	2	0,5001	0,5001
7	100	1	1	2	4	2	4	1	2	0,5001	0,5001

4.4.2 Resolución vertical

Considerando que en las tomografías de sismos locales la resolución vertical suele ser menor con respecto a la horizontal (Raof *et al.*, 2017) se realizaron pruebas de resolución vertical utilizando un patrón de tablero de ajedrez similar al utilizado para las secciones horizontales. Los perfiles a los que se les realizaron las pruebas se encuentran en la Figura 30 y el tamaño de las celdas se especifica en la Tabla 9.

Tabla 9. Tamaños de celdas para las secciones verticales

Ventana	Perfil	Tamaño de celdas (km)
1	A-A'	70x70
2	B-B'	40x40
	C-C'	40x40
3	D-D'	30x30
	E-E'	30x30
	F-F'	50x50
4	G-G'	50x50
	H-H'	60x60
	I-I'	50x50
5	J-J'	60x60
6	K-K'	60x60
7	M-M'	60x60
	N-N'	60x60

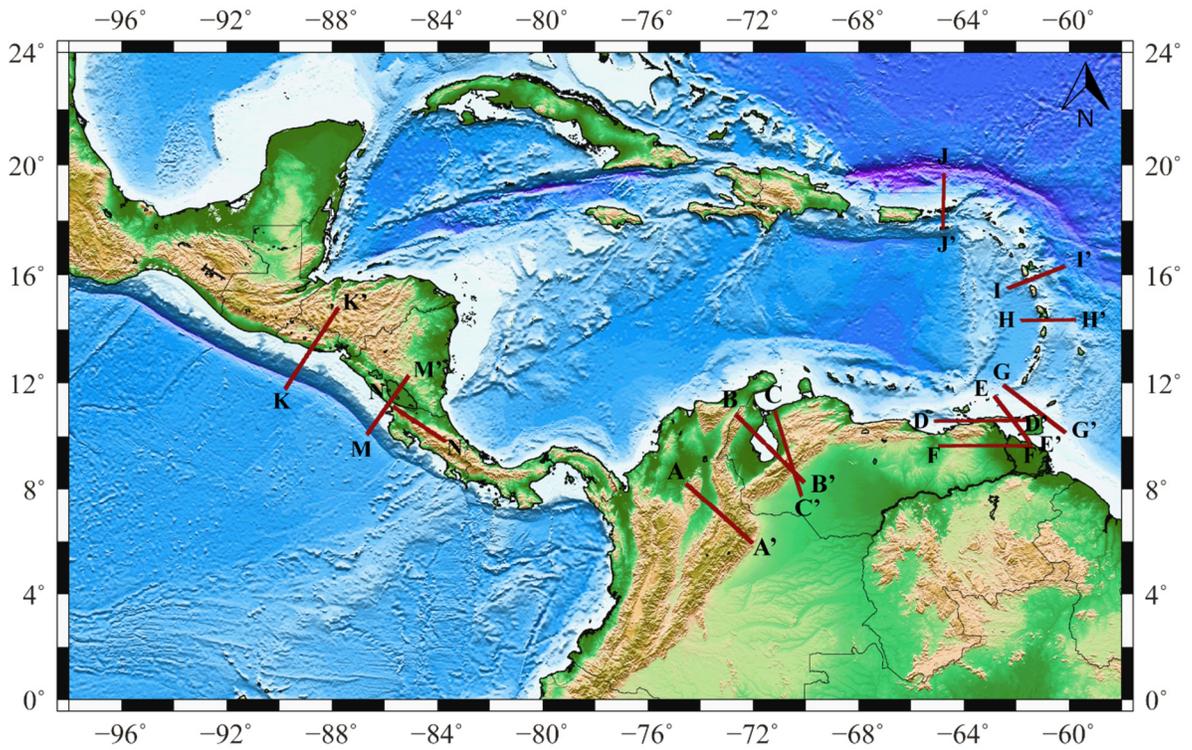


Figura 30. Perfiles trazados en la zona de estudio

La Figura 31 muestra la prueba de resolución realizada para el perfil C-C'. El tamaño de celdas utilizado fue de 40 x 40 km, y la inversión se realizó con los parámetros indicados en la Tabla 8. Se puede observar que las zonas cuya recuperación se asemeja al patrón original coinciden con las zonas de mayor densidad de rayos y cruces entre ellos. Por lo tanto, para la prueba de la Figura 31 la mejor resolución se concentra entre 250 km y 350 km hasta una profundidad de ~95 km, mientras que las zonas de menor resolución podrían presentar artefactos en los resultados finales de la inversión. Esta zona corresponde con la cordillera de los Andes de Mérida, por lo que su elevada resolución se debe a los eventos originados en el sistema de fallas de Boconó y la distribución de las estaciones que cubren esta área de Venezuela

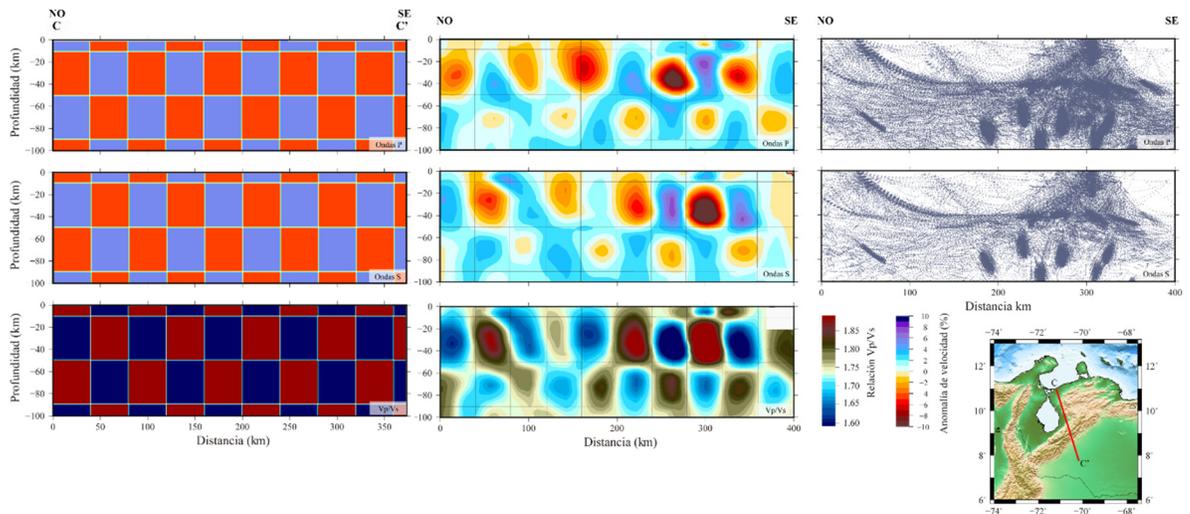


Figura 31. Modelo sintético vertical del perfil C-C'

4.5 Inversión

Fundamentados en los resultados de las pruebas del tablero de ajedrez, se procedió a realizar el proceso de inversión para los datos reales. En dicho proceso se utilizó el modelo 1D de la Tabla 4, de tal manera que luego de cinco iteraciones se obtuvo un modelo 1D optimizado según la zona de estudio. Los modelos optimizados, fueron utilizados posteriormente para la inversión tomográfica de las mismas. Este proceso es resumido esquemáticamente en la Figura 32.



Figura 32. Representación esquemática de la obtención de los modelos 1D.

Como criterio para garantizar un modelo 1D consistente se planteó que este debía poseer un error $RMS \leq 1$ s (Kissling *et al.*, 1988; Tabla 10). En la Figura 33 se puede

comparar los modelos de cada zona de estudio con el modelo inicial, en donde se logra diferenciar las variaciones de velocidad inherentes a las condiciones geológicas de cada zona.

Tabla 10. Errores RMS de tiempos residuales para los modelos 1D de cada zona.

Zona		RMS (s)		Reducción (%)
		Iteración 1	Iteración 5	Iteración 5
Colombia	P	0,7674	0,5597	27,06
	S	1,7308	0,9858	43,04
Occidente de Venezuela	P	0,641	0,422	34,16
	S	1,132	0,6580	41,87
Oriente de Venezuela	P	0,6621	0,4751	28,24
	S	1,384	0,6920	49,89
Antillas Menores	P	0,5672	0,4516	20,38
	S	1,140	0,7841	31,21
Puerto Rico	P	0,7267	0,5149	29,14
	S	1,1637	0,7980	31,42
México-Guatemala-El Salvador	P	0,7872	0,5208	33,83
	S	1,2438	0,8141	34,54
Nicaragua-Costa Rica	P	0,775	0,5250	32,29
	S	1,1471	0,7891	30,33

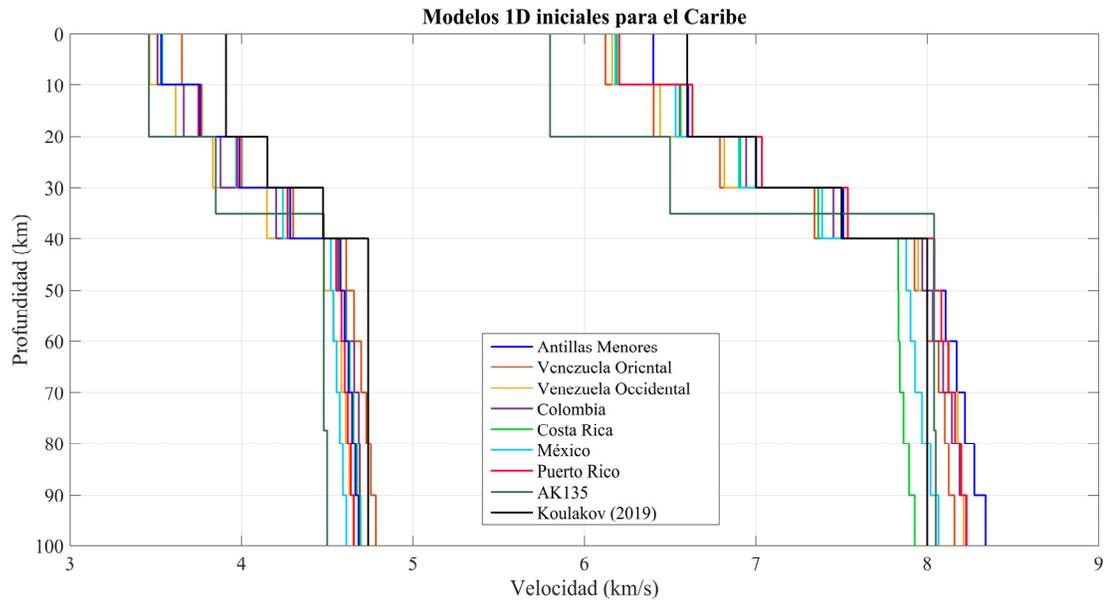


Figura 33. Modelos 1D optimizados utilizados para la inversión de estudio.

Los resultados se encuentran representados como secciones horizontales de anomalías de ondas P (V_p), ondas S (V_s) y relación V_p/V_s , estas se obtuvieron para las profundidades indicadas en la Tabla 11, siendo restringidas por la resolución a cada nivel de profundidad. Por otra parte, la profundidad de las secciones verticales también fue restringida según los resultados de los test de resolución de cada perfil (Tabla 12) y cubrieron con una zona de transparencia blanca las áreas de menor resolución, para así evitar ambigüedades en la interpretación. Las anomalías se presentan de forma porcentual, identificadas por un color azul y su degradación hasta blanco, que corresponde a zonas de alta velocidad (HVZ), es decir, que representan las áreas donde la velocidad es superior a la establecida según el modelo inicial de referencia. Mientras que las tonalidades desde el blanco hasta rojo indican las zonas de baja velocidad (LVZ), así que, estas reflejan que las velocidades obtenidas son inferiores a las establecidas por el modelo inicial.

Tabla 11. Secciones horizontales por cada zona de estudio.

Ventana	Zona	Secciones horizontales (km)					
1	Colombia	10	30	50	70	90	
2	Occidente de Venezuela	10	30	50	70		
3	Oriente de Venezuela	10	30	50	70	90	100
4	Antillas Menores	10	30	50	70	90	
5	Puerto Rico	10	30	50			
6	México-Guatemala- El Salvador	10	30	50	70	90	
7	Nicaragua-Costa Rica	10	30				

Tabla 12. Extensión y profundidad de los perfiles por cada zona de estudio.

Ventana	Perfil	Extensión (km)	Profundidad (km)
1	A-A'	372	150
2	B-B'	400	100
	C-C'	371	100
3	D-D'	335	150
	E-E'	240	150
	F-F'	390	100
4	G-G'	300	125
	H-H'	225	150
	I-I'	250	150
5	J-J'	223	100
6	K-K'	322	100
7	M-M'	300	150
	N-N'	260	125

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 Resultados

5.1.1 Modelos 1D

Los modelos 1D obtenidos luego del proceso de inversión se muestran en la Figura 34 asimismo, sus velocidades se detallan en la Tabla 13. Estos modelos incluyen errores RMS de tiempos residuales (Tabla 14) que se atribuyen principalmente a factores como: la extensión de la zona de estudio, la cantidad de eventos y estaciones por zona, la diferencia del modelo inicial con el final y las heterogeneidades laterales que no pueden ser contempladas en un modelo 1D (Koulakov *et al.*, 2007).

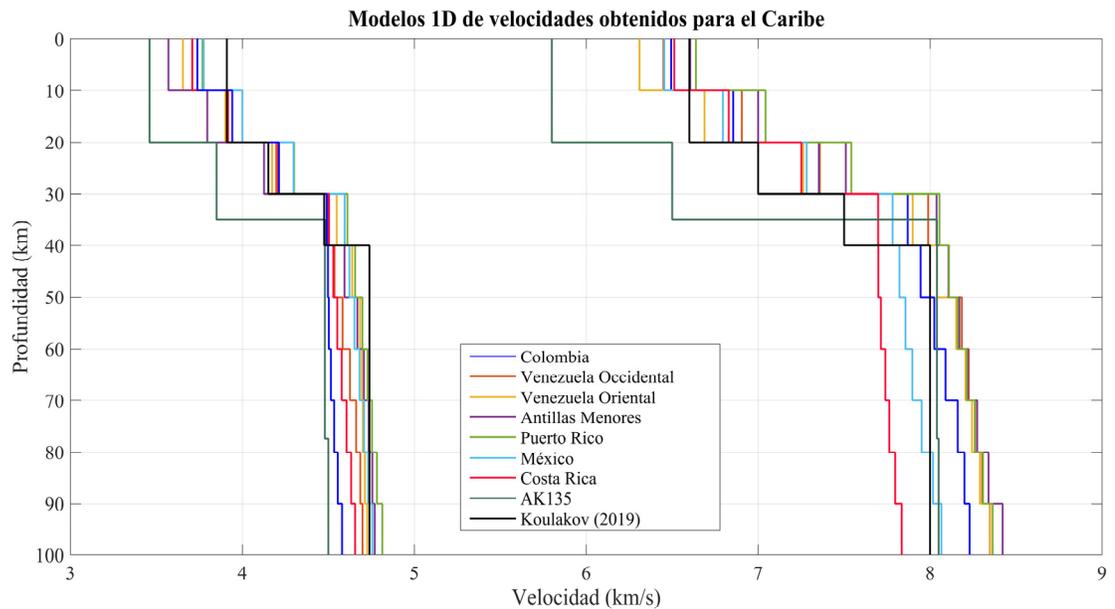


Figura 34. Modelo 1D de velocidad de ondas P obtenidos para el Caribe.

Tabla 13. Modelo 1D de velocidades para cada zona de estudio.

Zona	Prof (km)	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
	Colombia	P	6,494	6,855	7,354	7,87	7,945	8,025	8,09	8,161	8,2
S		3,708	3,913	4,197	4,491	4,536	4,583	4,626	4,662	4,686	4,699
Occidente de Venezuela	P	6,449	6,905	7,359	7,989	8,11	8,185	8,225	8,262	8,303	8,348
	S	3,654	3,901	4,173	4,549	4,639	4,684	4,605	4,701	4,713	4,726
Oriente de Venezuela	P	6,31	6,688	7,262	7,899	8,041	8,152	8,206	8,244	8,29	8,35
	S	3,57	3,796	4,126	4,495	4,594	4,669	4,707	4,735	4,756	4,77
Antillas Menores	P	6,605	7	7,51	8,038	8,107	8,171	8,22	8,274	8,34	8,422
	S	3,768	4	4,301	4,611	4,656	4,698	4,728	4,754	4,783	4,814
Puerto Rico	P	6,638	7,043	7,542	8,055	8,11	8,161	4,682	8,26	4,731	4,756
	S	3,775	4	4,298	4,595	4,623	4,652	4,682	4,708	4,731	4,756
México-Guatemala-El Salvador	P	6,454	6,795	7,282	7,782	7,822	7,857	7,897	7,951	8,017	8,066
	S	3,709	3,917	4,208	4,504	4,529	4,552	4,578	4,606	4,633	4,656
Nicaragua-Costa Rica	P	6,512	6,829	7,251	7,698	7,699	7,714	7,74	7,763	7,797	7,835
	S	3,738	3,941	4,213	4,49	4,498	4,503	4,515	4,534	4,555	4,58

Tabla 14. Errores RMS de tiempos residuales y reducción por cada zona de estudio.

Zona		RMS (s)		Reducción (%)
		Iteración 1	Iteración 5	Iteración 5
Colombia	P	0,6974	0,4897	29,78
	S	1,5308	0,8658	43,44
Occidente de Venezuela	P	0,6241	0,411	34,14
	S	1,0332	0,6428	37,77
Oriente de Venezuela	P	0,6482	0,4255	34,35
	S	1,038	0,6712	35,33
Antillas Menores	P	0,518	0,3919	24,34
	S	1,0484	0,7059	32,66
Puerto Rico	P	0,6535	0,4783	26,8
	S	1,099	0,7547	31,38
México-Guatemala-	P	0,79	0,5143	34,9
	S	1,2394	0,8116	34,51
Nicaragua-Costa Rica	P	0,7547	0,4783	26,8022
	S	1,2477	0,8337	31,383

El modelo 1D obtenido para Colombia posee un error RMS de 0,489 s para ondas P y 0,865 s para ondas S. Tales valores, indican una reducción de 29,78% y 43,44% para ondas P y S respectivamente. Las velocidades obtenidas para las profundidades que abarca la corteza en esta zona, van de 6,494 km/s a 7,87 km/s (V_p) y 3,708 km/s a 4,491 km/s (V_s), identificando un incremento de velocidades que posiblemente esté relacionado a la discontinuidad de Moho entre 40 y 50 km. A nivel del manto superior

las V_p varían entre 8,025 km/s y 8,23 km, mientras que las V_s entre 4,583 km/s y 4,699 km/s.

Para el Occidente de Venezuela se obtuvo un error RMS de 0,411 s para ondas P y 0,642 s para ondas S. La reducción con respecto al modelo inicial fue de 34,14% y 37,77% para ondas P y S. Según este modelo, la corteza posee V_p que varían entre 6,44 km/s y 7,359 km/s, y V_s entre 3,654 km/s y 4,173 km/s, con un incremento significativo entre 40 y 50 km correspondiente a la discontinuidad de Moho. Así pues, el manto superior posee V_p en un rango de 8,11 km/s a 8,348 km/s y V_s de 4,549 km/s a 4,726 km/s.

El error RMS para el modelo correspondiente al Oriente de Venezuela para ondas P y S, fue de 0,425 s y 0,671 s; Asimismo sus reducciones fueron de 34,35% y 35,33%. Para esta zona se obtuvieron V_p entre 6,31 km/s y 7,262 km/s, y V_s entre 3,57 km/s y 4,126 km/s para la corteza, mientras que, a partir de 30 km se observa un importante incremento de velocidad que podría estar asociado a la discontinuidad de Moho. Luego de esta interfaz, el manto superior presenta V_p en un rango de 8,041 km/s y 8,35 km/s y V_s entre 4,594 km/s y 4,77 km/s.

En la zona correspondiente a las Antillas Menores el error RMS fue de 0,39 s para ondas P y 0,705 s para ondas S, con reducciones de 24,34% y 32,66% respectivamente. Dicha zona posee el error más reducido, siendo favorecidos por una mayor presencia de eventos y rayos. La V_p para la corteza se ubica entre 6,05 km/s y 7,5 km/s, mientras que la V_s varía entre 3,76 km/s y 4,301 km/s. Este modelo refleja una discontinuidad de Moho a una profundidad mayor de 30 km, sin embargo, las heterogeneidades laterales de esta zona impiden establecer tal discontinuidad por medio de este modelo. Para el manto superior, la V_p varía entre 8,038 km/s y 8,422 km/s, de igual modo, la V_s se encuentra entre 4,611 km/s y 4,81 km/s.

Para Puerto Rico el error RMS fue de 0,478 s para ondas P y 0,754 s para ondas S, permitiendo reducciones de 26,8% y 31,38%. En las profundidades que abarcan la corteza para esta zona, las V_p varían entre 6,63 km/s y 7,542 km/s mientras que las V_s

se encuentran en un rango de 3,775 km/s y 4,298 km/s. Luego de 30 km de profundidad, el drástico incremento de velocidad permite identificar la discontinuidad de Moho, mientras que por debajo de dicha interfaz las V_p varían de 8,055 km/s a 8,364 km/s, y las V_s de 4,59 km/s a 4,756 km/s.

El modelo obtenido para la zona que comprende el Sur de México, Guatemala y El Salvador obtuvo un error RMS de 0,514 s para ondas P y 0,811 s para ondas S, asimismo, sus respectivas reducciones fueron de 34,9% y 34,5%. Las V_p para los primeros 30 km de corteza van desde 6,45 km/s a 7,282 km/s y las V_s de 3,709 km/s a 4,208 km/s. Entre 30 y 40 km es observada la respuesta asociada a una posible interfaz, no obstante, las variaciones de la profundidad de la discontinuidad de Moho en esta zona, impide aseverar la presencia de la misma por medio de este modelo. De igual manera, las secciones más profundas alcanzan V_p entre 7,822 km/s y 8,017 km/s, con V_s entre 4,504 km/s y 4,656 km/s.

Finalmente, para la zona correspondiente a Nicaragua y Costa Rica, se obtuvieron errores RMS de 0,833 s para ondas P y 0,478 s para ondas S, con reducciones de 26,802% y 31,38%. Para los primeros 30 km de la corteza las V_p se ubican entre 6,512 km/s y 7,251 km/s mientras que las V_s entre 3,738 km/s y 4,213 km/s. Al igual que en la zona anterior, las heterogeneidades laterales interfieren en una identificación clara de la discontinuidad de Moho a diferencia de otras zonas continentales. Así pues, las velocidades luego de los 30 km varían entre 7,698 km/s y 7,835 km/s.

5.1.2 Secciones horizontales

Los parámetros estadísticos descriptivos de las distintas secciones horizontales construidas para cada área de estudio, se muestran en la Tabla 15. En general los rangos de anomalías son más amplios para las secciones corticales, debido a las distintas heterogeneidades laterales y verticales en esta capa de la Tierra, específicamente en las zonas de subducción, no obstante, estos disminuyen su amplitud progresivamente hacia el manto, debido a su carácter más homogéneo.

Entre las secciones de 10 y 30 km se observa que la zona correspondiente al Sur de México, Guatemala y El Salvador posee el valor promedio más bajo; en esta zona la presencia de anomalías negativas se debe principalmente al cinturón volcánico de Centroamérica. Mientras que el promedio de anomalías más elevado corresponde a las Antillas Menores, respondiendo a las variaciones laterales asociadas a la naturaleza oceánica de la corteza en esta zona. En cuanto a las secciones de 50 y 70 km, resalta la zona de Colombia, con anomalías negativas, siendo esta, una respuesta a la actividad volcánica y los fluidos mantelares derivados de la zona de desgarre de Caldas. En contraste, el promedio de anomalías más elevado corresponde con el occidente de Venezuela (1,2%), el cual se atribuye a un manto litosférico de composición homogénea a lo largo de la zona de estudio. Así pues, las secciones más profundas poseen promedios cercanos a 0% que de igual forma obedecen a un manto sin cambios drásticos en sus estructuras de velocidades.

Tabla 15. Datos estadísticos básicos de las secciones horizontales de anomalías Vp, Vs y relación Vp/Vs.

Zona	Prof (km)	10			30			50			70			90			100		
		Mínimo	Máximo	Media															
Colombia	P	-10	7,7	-1,75	-10	8,15	-2,7	-8,9	5,8	-2	-6,2	3,9	-0,8	-5	7,3	-0,3			
	S	-10	8,9	-1,9	-9,7	6,1	-2,9	-9,8	5,2	-1,6	-9,9	6,2	-0,9	-9,9	5,5	-0,85			
	Vp/Vs	1,6	1,88	1,72	1,58	1,89	1,7	1,62	1,9	1,73	1,61	1,9	1,75	1,62	1,9	1,77			
Occidente de Venezuela	P	-9,9	9,7	0,22	-9,9	9	-0,6	-9,5	7,3	1,2	-7,1	-6,9	0,9						
	S	-10	9,9	-0,7	-9,7	7,8	-1,61	-9,6	8,5	0,64	-8,4	8,2	1,33						
	Vp/Vs	1,64	1,9	1,76	1,62	1,9	1,74	1,55	1,9	1,68	1,58	1,82	1,64						
Oriente de Venezuela	P	-9,9	9,8	-2,5	-9,9	9,7	-1,34	-6,5	9,8	1	-5,7	9,3	1,8	-4,74	7	1,15	-7	7	0
	S	-9,8	5,4	-3,3	-9,9	6,04	-1,8	-7,7	6,82	1,5	-5,9	8,5	2,3	-5,3	9,4	2,1	-5	9	2
	Vp/Vs	1,56	1,87	1,75	1,54	1,9	1,75	1,57	1,9	1,74	1,61	1,9	1,74	1,64	1,87	1,75	1,55	1,88	1,75
Antillas Menores	P	-9,9	9,9	0,4	-9	9,1	-0,4	-5,8	5,4	-0,2	-6,5	4,9	-0,46	-6,5	5,2	-0,7			
	S	-9,9	7,7	0,64	-9,9	8,3	0,7	-6,6	5	0,2	-5,5	3,9	-0,32	-7,6	5,5	-0,4			
	Vp/Vs	1,5	1,9	1,7	1,6	1,9	1,73	1,63	1,87	1,74	1,62	1,86	1,74	1,63	1,87	1,74			
Puerto Rico	P	-9,9	8,7	0	-7,2	7,9	-0,5	-6,4	7	0,15									
	S	-6,6	8,6	0	-7,9	5,9	-0,45	-5,4	5,8	-0,5									
	Vp/Vs	1,6	1,9	1,74	1,56	1,9	1,7	1,57	1,9	1,69									
México-Guatemala-El Salvador	P	-10	9,9	-6,4	-10	10	-3,4	-10	10	0,6	-10	10	0,94	-10	10	0,85			
	S	-10	-9,15	-2,3	-10	6,5	-1,8	-10	8,7	0,3	-7,2	9,7	0,4	-6,6	8,5	0,2			
	Vp/Vs	1,5	1,9	1,75	1,52	1,9	1,74	1,53	1,9	1,74	1,5	1,9	1,74	1,5	1,9	1,73			
Nicaragua-Costa Rica	P	-8,5	10	-0,3	-9,2	9,9	-1,2	-6,29	10	0,2									
	S	-10	5,2	-2	-10	6,8	-2,3	-7,7	6,9	-0,2									
	Vp/Vs	1,55	1,9	1,75	1,56	1,85	1,73	1,61	1,88	1,74									

5.2 Discusión

5.2.1 Modelos 1D

Se observa que las zonas de Puerto Rico y las Antillas Menores presentan las velocidades más elevadas, éstas son $\sim 0,18\%$ mayores a los valores del modelo inicial y $\sim 4,69\%$ con respecto al modelo global AK135 propuesto por Kennett *et al.* (1995), esto se debe a la naturaleza oceánica de la zona (Figura 34). Por otra parte, los modelos obtenidos para la región de Centroamérica (Sur de México, Guatemala, El Salvador, Nicaragua y Costa Rica) poseen velocidades más bajas en comparación a las obtenidas para otras zonas continentales (Venezuela y Colombia), dichas velocidades difieren en un $\sim 2,8\%$ en relación al modelo inicial, y $6,5\%$ en comparación al AK135, como consecuencia del alto gradiente geotérmico en el cinturón volcánico activo que abarca esta zona (Goff *et al.*, 1992; Figura 34). El modelo correspondiente a Colombia presenta velocidades más elevadas que las obtenidas para el occidente de Venezuela en los primeros 30 km de profundidad (Figura 34). Un descenso de $\sim 1,81\%$ en la velocidad de transmisión de las ondas con respecto al modelo inicial, e incremento de $\sim 3,47\%$ con respecto al modelo AK135, dichas velocidades sugieren la presencia de un basamento de naturaleza máfica, lo cual es consistente con las observaciones de Kerr *et al.* (1997), quienes plantean que la existencia de basaltos en las cordilleras Occidental, Central y Oriental.

Las velocidades del Occidente y Oriente de Venezuela presentan una gran similitud entre ellas, siendo las del Occidente más altas (Figura 35). Estas velocidades son menores a las del modelo planteado por Bosch (1997), las cuales difieren en $\sim 1,35\%$ para el Occidente y $\sim 4,45\%$ para el Oriente a 25 km de profundidad. Luego de 30 km de profundidad las velocidades tan solo varían en un $\sim 1\%$. Considerando ahora el modelo de velocidades utilizado por FUNVISIS (Mendoza, 1989), se tiene que las velocidades a 10 km de profundidad son $2,36\%$ más elevadas en el Occidente y $0,15\%$ en el Oriente; a 35 km de profundidad las velocidades obtenidas muestran una disminución de $\sim 11,44\%$ en el Occidente y $12,5\%$ en el Oriente, sin embargo, para 100 km de profundidad estas diferencias se reducen hasta un $1,76\%$ para ambos extremos

de Venezuela. La discontinuidad de Moho planteada por los modelos de Bosch (1997) y FUNVISIS (Mendoza, 1989) se ubica en 36 y 35 km respectivamente, dichas profundidades son similares a las obtenidas para el Oriente de Venezuela (30-40 km), no obstante, en el Occidente de Venezuela esta interfaz se ubica entre 40 y 50 km, lo cual se asemeja con las estimaciones realizadas por Niu *et al.* (2007) Schmitz *et al.* (2008) y Jiménez (2015).

Es importante considerar que el modelo planteado por Bosch (1997) y los obtenidos en el presente trabajo derivan de un proceso de inversión inherente a una tomografía de sismos locales, no obstante, estos difieren principalmente en el método de trazado de rayos utilizado para generar el modelo 3D. Bosch (1997) utilizó un método conocido como inicializador de rayos (Horie, 1980; Thurber y Ellsworth, 1980) a diferencia del método de doblamiento del rayo modificado de Um y Thurber (1983) utilizado por el LOTOS14. Bosch (1997) utilizó 218 eventos registrados en 46 estaciones, mientras que en el presente trabajo el modelo obtenido para el Occidente de Venezuela constó de 9836 eventos y 79 estaciones y para el Oriente de Venezuela se utilizaron 9468 eventos y 93 estaciones. Si bien los errores RMS obtenidos para Venezuela son de ~0,42 s en comparación con los 0,29 s del modelo de Bosch (1997), la mayor cantidad de eventos y estaciones permiten plantear que los modelos del Occidente y Oriente de Venezuela presentan una mejor aproximación de las velocidades del área de estudio.

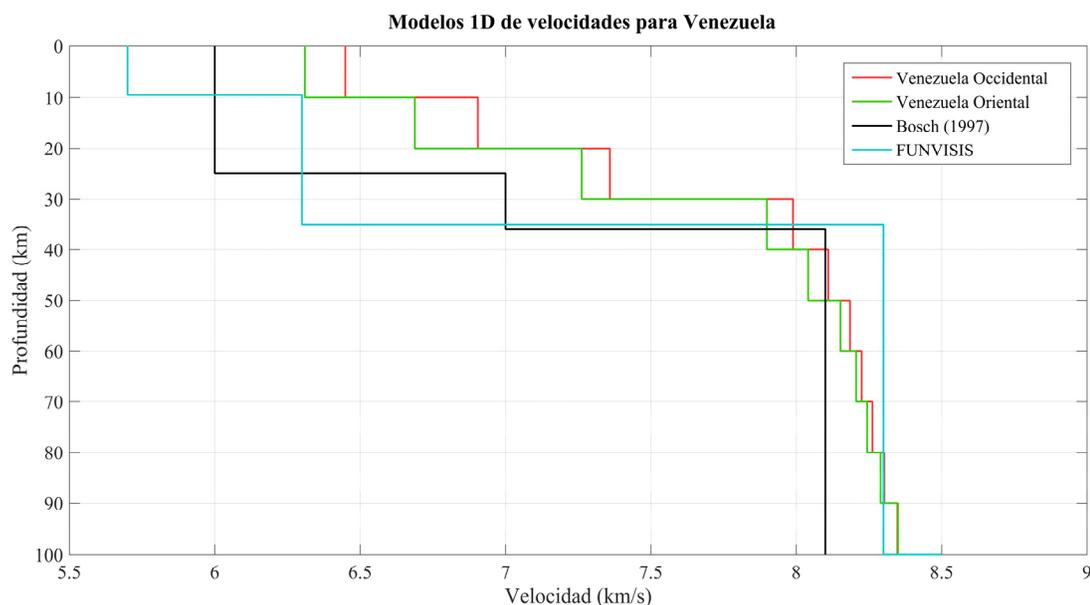


Figura 35 Modelos 1D de velocidades para Venezuela. Comparación entre los modelos obtenidos en este trabajo y los de Bosch (1997) y FUNVISIS.

5.2.2 Ventana 1 (Colombia)

Las secciones de anomalías V_p y V_s a 10, 30 y 50 km presentan bajas velocidades en algunas zonas de las cordilleras colombianas, identificando tres anomalías principales de bajas velocidades, que coinciden en V_p y V_s (Figura 36). La primera (LVZ-A1) coincide con los volcanes activos de la cordillera Central colombiana ubicados en la denominada zona volcánica Andina norte (Thorpe, 1984; Stern, 2004), e incluye el desgarre de Caldas (Vargas *et al.*, 2003), zonas de altas temperaturas producidas por el alto flujo calórico y presencia de cámaras magmáticas (Vargas y Mann, 2013). Además, estas anomalías se asemejan en ubicación con las fallas inversas y de corrimiento ubicadas en los flancos de la cordillera (Taboada *et al.*, 1998), por tanto, también es preciso considerar la influencia de dichas estructuras en la cordillera, ya que autores como Raof *et al.* (2017) han evidenciado que la presencia de fallas puede favorecer la presencia anomalías de negativas.

La segunda zona de bajas velocidades (LVZ-A2) corresponde a la región central de la cordillera Oriental colombiana (Figura 36). Está involucra regiones con alto gradiente geotérmico, y complejos volcánicos inactivos como el de Paipa-Iza (Rincón y Romero, 1990; Ojeda *et al.*, 2002; Monsalve. *et al.*, 2011). Las elevadas temperaturas en esta zona son relacionadas con la intrusión de fluidos magmáticos e hidrotermales a través del desgarre litosférico de Caldas (Vargas y Mann, 2013). Del mismo modo, la LVZ-A3 comprende el nido de Bucaramanga (Figura 36), el cual posee altas temperaturas por encima de los 90 km producto de los fluidos de fusión parcial en la corteza que se desprenden de la zona de desgarre (Bernal-Olaya *et al.*, 2015). Resultados similares fueron evidenciados en la tomografía sísmica 3D del nido de Bucaramanga realizada por Londoño *et al.* (2010) y Sepúlveda-Jaimes y Cabrera-Zambrano (2018).

A 70 km de profundidad, la LVZ-A1 se restringe a la zona sur de la cordillera volcánica que corresponde a las cámaras magmáticas (Figura 36), mientras que, al Norte de ésta, las anomalías responden al manto litosférico (Poveda *et al.*, 2015). La anomalía negativa (LVZ-A3) deja de observarse a lo largo de la cordillera Oriental (Figura 36), como ocurre en las secciones más someras, por lo que se posiciona en una zona restringida sobre el nido de Bucaramanga. Esta respuesta es consecuencia del aumento del gradiente geotérmico debido al ascenso de fluidos (este comportamiento se mantiene en la sección de 90 km). Las anomalías positivas alrededor de la LVZ-A3 (Figura 36), resultan como consecuencia de un contraste termal y de densidades debido a la presencia de fluidos bajo de nido de Bucaramanga (Bernal-Olaya *et al.*, 2015)

En cuanto a las zonas de anomalías positivas, destacan principalmente tres (Figura 36). La primera zona de anomalías positivas (HVZ-A1) corresponde al macizo de Garzón que se encuentra al SE de la cadena volcánica, y está constituido por rocas Precámbricas (Grosse, 1930; Thumpy, 1943; Royo y Gómez, 1942 y Radelli, 1962), que forman parte del cinturón Granulítico Garzón – Santa Marta (Kroonenberg, 1981). Una tendencia similar se presenta en el macizo de Quetame (HVZ-A2), el cual está conformado por rocas metamórficas del Precámbrico y Paleozoico inferior (Renzoni, 1968). La tercera zona de altas velocidades (HVZ-A3) se ubica hacia la región central

del nido de Bucaramanga, en el macizo de Santander, donde se evidencian rocas ígneas de los episodios magmáticos del Triásico al Jurásico temprano (Mantilla *et al.*, 2013).

La relación V_p/V_s presenta una baja relación en el complejo volcánico al Norte (A1) (Figura 36). Estos valores son consistentes con zonas en donde se llevan a cabo procesos de transformación de fases de los fluidos, con una mayor presencia de gases; esto ha sido estudiado en zonas profundas en el volcán Nevado Ruiz por (García *et al.*, 2019). Además, se podría considerar un proceso de ascenso de fluidos relacionado a los valores más elevados observados en las secciones más profundas (Locardi, 1986) identificadas como A2 (Figura 36).

Para esta zona de estudio se trazó el perfil A-A' (Figura 37), cuyo promedio de velocidades en la corteza es de 6,3 km/s para ondas P y de 3,7 km/s para ondas S. Mientras que, en el manto las velocidades son de 8,2 km/s para P y 4,7 km/s para S. Esta sección vertical presenta anomalías negativas de V_p y V_s sobre el nido de Bucaramanga a profundidades menores a 75 km (Figura 37). Mientras que a profundidades mayores de 100 km se presentan altas velocidades con anomalías positivas de 10 %. Las anomalías negativas se relacionan con una elevación en el gradiente geotérmico de la zona más superficial debido al ascenso de fluidos mantelares e hidrotermales. Las anomalías positivas se deben a procesos de cristalización del magma a medida que este asciende, permitiendo la mineralización del piroxeno y la formación de harzburgitas como parte de los residuos de la fusión parcial (Birch, 1960). Estos resultados coinciden con los presentados por Londoño *et al.* (2010) y Sepúlveda-Jaimes y Cabrera-Zambrano (2018) quienes localizaron altas velocidades asociadas a la zona de mayor actividad sísmica. Las velocidades más elevadas registradas en el manto llegan a 8.5 km/s en ondas P y a 4.75 km/s en ondas S y corresponden a la zona del nido de Bucaramanga, las cuales son similares a las obtenidas por Sepúlveda-Jaimes y Cabrera-Zambrano (2018)

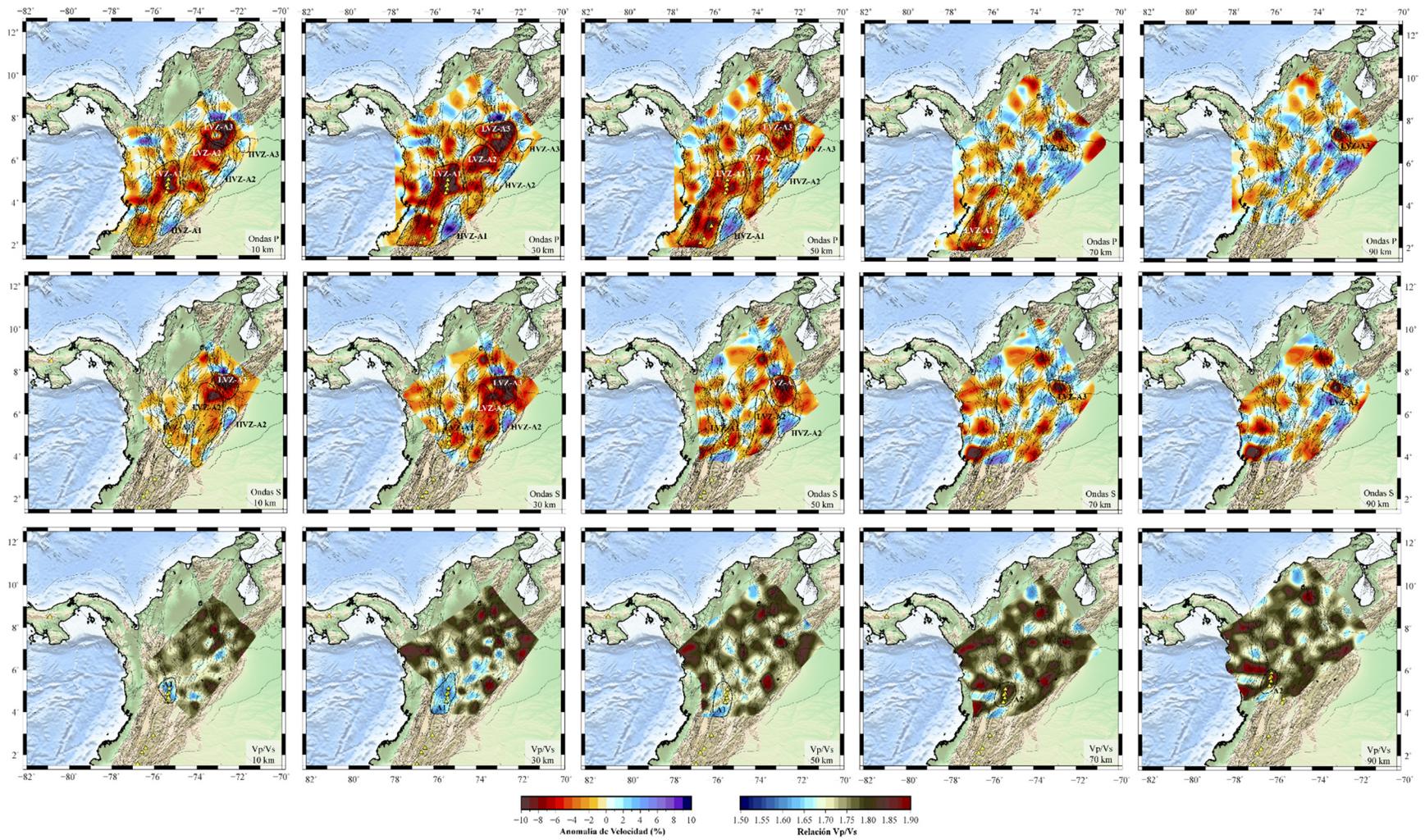


Figura 36. Secciones horizontales de anomalías Vp, Vs y relación Vp/Vs para la ventana 1

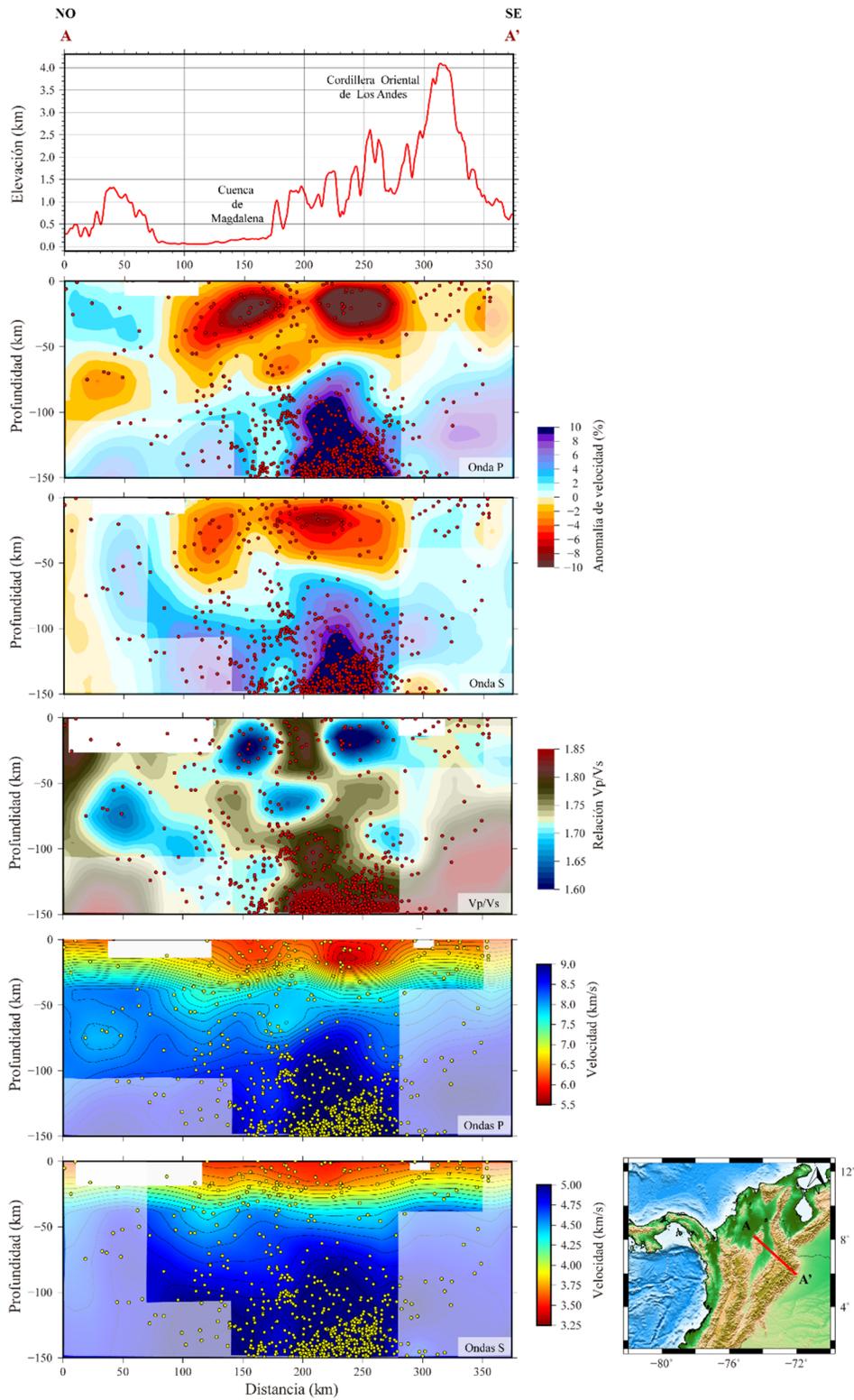


Figura 37. Secciones verticales de anomalías Vp, Vs, relación Vp/Vs y velocidades absolutas para el perfil A-A'

5.2.3 Ventana 2 (Occidente de Venezuela)

En las secciones de anomalías V_p y V_s a 10 y 30 km se identificaron tres prominentes zonas de bajas velocidades (Figura 38). La LVZ-B1 coincide con la ubicación del bloque de Trujillo, esta estructura está delimitada principalmente por el sistema de fallas de Valera, el sistema de fallas de Boconó y las napas de Lara al Norte (Hervouët *et al.*, 2001); por ende, las anomalías negativas se asocian a los sistemas de fallas antes mencionados y las zonas de debilidad a nivel cortical que éstas propician. La segunda zona de bajas velocidades (LVZ-B2) se relaciona con la cordillera de los Andes de Mérida, los corrimientos a los flancos de la cadena montañosa y sus sistemas de fallas internos. Algunos autores como Raouf *et al.* (2017) afirman que las zonas de bajas velocidades en cinturones montañosos no volcánicos se atribuyen a la presencia de zonas de fallas y rocas con alto grado de fracturamiento, mientras que Londoño *et al.* (2010) identificó bajas velocidades cercanas a Cúcuta, las cuales asociaron con el sistema de fallas de Boconó. Por lo tanto, esta respuesta es atribuida al fracturamiento a nivel cortical provocado por las distintas fallas que comprenden el sistema de fallas de Boconó que atraviesan los Andes de Mérida. La extensión de estas anomalías hasta 30 km podría indicar que la zona de ruptura de las fallas atraviesa la corteza superior, adaptándose a los modelos de Colleta *et al.* (1997) y Audemard y Audemard (2002). Esta interpretación está en concordancia con observaciones de Masy *et al.* (2011), quienes interpretan deformaciones litosféricas basadas en análisis de anisotropía. Sin embargo, la tomografía de ruido ambiental de ondas Rayleigh realizada por Miao *et al.* (2019) indica altas velocidades (V_s) a lo largo de la cordillera de los Andes para profundidades de 10, 30 y 50 km, lo cual plantea una incógnita sobre la estructura que es observada como una zona de descenso de la velocidad por medio de la tomografía de sismos locales. Otra zona de anomalías negativas LVZ-B3 (Figura 38), se encuentra en contacto con la cordillera oriental de los Andes colombianos y la zona adyacente a el nido de Bucaramanga donde se han registrado altas temperaturas a profundidades menores a 90 km por los fluidos de fusión parcial de la corteza que se desprenden de

la zona de desgarre (Londoño *et al.*, 2010 y Sepúlveda-Jaimes y Cabrera-Zambrano, 2018).

La anomalía positiva identificada como HVZ-B1 sección de 10 km (Figura 38) se ubica en la cordillera de los Andes, y resulta cónsona con un segmento del arco de Mérida registrado por Erlich *et al.* (1999). Dicha sección del arco de Mérida se presenta como un alto de basamento Paleozoico metamorfozado y rocas relacionadas con la apertura del Jurásico (Lugo y Mann, 1995). La segunda anomalía relacionada con altas velocidades a 10 km de profundidad (HVZ-B2; Figura 38), se localiza en la sierra de Perijá y se asocia con rocas del Paleógeno que han sido reportadas por Baquero (2015). También, se muestran anomalías positivas alrededor del nido de Bucaramanga, las cuales fueron descritas en la ventana colombiana. Mientras que, hacia el extremo NE, en la cuenca de Falcón (Figura 38), las anomalías positivas son consecuentes al basamento de la cuenca y diques de basalto que representan episodios magmatismo del Terciario (Urbani *et al.*, 2015; Villanueva, *et al.*, 2017), asimismo, a 30 km persisten dichas anomalías, las cuales son asociadas en este caso con manto litosférico, debido al adelgazamiento cortical en el NO de Venezuela (Sousa *et al.*, 2005; Bezada *et al.*, 2008; Schmitz *et al.*, 2008).

A 50 y 70 km se muestra la homogeneidad del manto y una zona de bajas velocidades (LVZ-B4) sobre el nido de Bucaramanga y parte de macizo de Santander como consecuencia del contraste entre de temperaturas entre el manto litosférico de la placa suramericana en Colombia y Venezuela (Figura 38). Hacia el NO de esta región también se identifica una pequeña zona de bajas velocidades, que podría estar asociada con la interacción entre los mantos litosféricos de las placas Caribe y Suramericana, tal y como lo plantean van der Hilst y Mann (1994).

Las secciones Vp/Vs a 10 y 30 km presentan valores entre 1,5 y 1,65 en la zona de la cordillera de los Andes de Mérida (Figura 38). Los valores más elevados se ubican hacia la cuenca de Falcón y parte de la cuenca de Maracaibo con un rango entre 1,8 y 1,9. Estos valores responden a la presencia de intrusiones basálticas en el basamento de la cuenca de Falcón (Rodríguez y Sousa, 2003; Sousa *et al.*, 2005; Urbani *et al.*,

2015) y el basamento meta-sedimentario e ígneo-metamórfico de la cuenca de Maracaibo (Yoris y Ostos, 1997). Asimismo, las secciones de 50 y 70 km presentan comportamientos homogéneos al igual que las anomalías de V_p y V_s .

El perfil B-B' (Figura 39) presenta bajas velocidades en la cordillera de los Andes hasta una profundidad de ~40 km. Esto se asocia principalmente con el sistema de fallas de Boconó, que, a su vez, indica el alto grado de deformación de la cordillera andina venezolana, y la posible extensión de estas fallas hasta la corteza inferior. Las anomalías positivas distribuidas en el resto del perfil, son asociadas a la sierra de Perijá, el basamento de la cuenca de Maracaibo, y parte del manto litosférico del occidente de Venezuela. Las zonas de altas velocidades a profundidades entre 0 y 40 km responden al basamento ígneo-metamórfico de la cuenca de Maracaibo, que contrasta con las rocas fracturadas bajo los Andes de Mérida, mientras que, a mayor profundidad, el manto litosférico mantiene un comportamiento uniforme. La relación V_p/V_s se presenta de forma homogénea en la totalidad del perfil, con los valores más elevados en las profundidades corticales asociados a las rocas correspondientes al basamento de la cuenca de Maracaibo mientras que bajo la cordillera de los Andes, la relación V_p/V_s disminuye como respuesta de estructuras falladas (Gercek, 2007). Las velocidades promedio de la corteza para este perfil (6.8 km/s para P y 3.9 km/s para S), son similares a las de 6.7 km/s de la corteza inferior registradas por Gajardo *et al.* (1986) y Castejón, (1986). En las secciones de velocidades absolutas se identificó la raíz de la cadena andina a una profundidad de ~50 km, con un leve desplazamiento al NO. Este rasgo ya había sido mencionado en estudios previos, para ajustar las anomalías gravimétricas presentes en la zona (e.g. Arnaiz-Rodríguez *et al.*, 2011; Cisneros, 2016), de igual forma, las evidencias presentadas por medio de perfiles de sismica de gran ángulo (Saavedra, 2015; Jiménez, 2015; Yegres, 2017) han ayudado a sustentar los modelos previamente planteados. La profundidad de la discontinuidad de Moho se observa entre 35 y 45 km a lo largo del perfil, lo cual coincide con los resultados de Jiménez (2015) quien presentó una profundidad entre 35 y 50 km para el occidente de Venezuela.

El perfil C-C' (Figura 39) posee velocidades promedio para la corteza de 6,8 km/s para ondas P y 3,8 km/s para ondas S, mientras que para el manto litosférico estas se incrementan hasta aproximadamente 8,2 km/s y 4,7 km/s. Estas velocidades exhiben un leve incremento si se comparan con los valores obtenidos por Yegres (2017), no obstante, al tener en cuenta la densidad de rayos a niveles corticales y mantelares con la que cuenta el perfil en cuestión, se podría considerar que las velocidades obtenidas en este trabajo representan una estimación más robusta. Las secciones de anomalías V_p y V_s presentan una zona de anomalías positivas en la cordillera de los Andes a profundidades menores a 25 km. Esta zona de altas velocidades es cónsona con la sección del arco de Mérida mencionada por Erlich *et al.* (1999) e identificada en las secciones horizontales de 10 km. Se encuentran zonas de bajas velocidades que abarcan la corteza y que además involucran la falla de Burro Viejo, la cuenca de Maracaibo, y el sistema de fallas de Oca-Ancón. Al igual que el en perfil B-B' se observa la raíz de los Andes con un leve desplazamiento al NO, lo cual coincide con el perfil Andes central presentado por Yegres (2017). Esta raíz generada por la flexión ejercida por los Andes de Mérida sobre el borde de la placa Suramericana (Arnaiz-Rodríguez *et al.*, 2011; Arnaiz-Rodríguez y Audemard, 2014), también coincide con la profundidad planteada por Yegres (2017) pero difieren en el ancho de la estructura. De tal manera que la limitada información sobre la raíz de este orógeno impide establecer una mejor interpretación. Finalmente se tiene que, la relación V_p/V_s mantiene los valores más elevados en niveles corticales, con leves variaciones en la estructura mantelar, respondiendo a las mismas condiciones explicadas en el perfil B-B'.

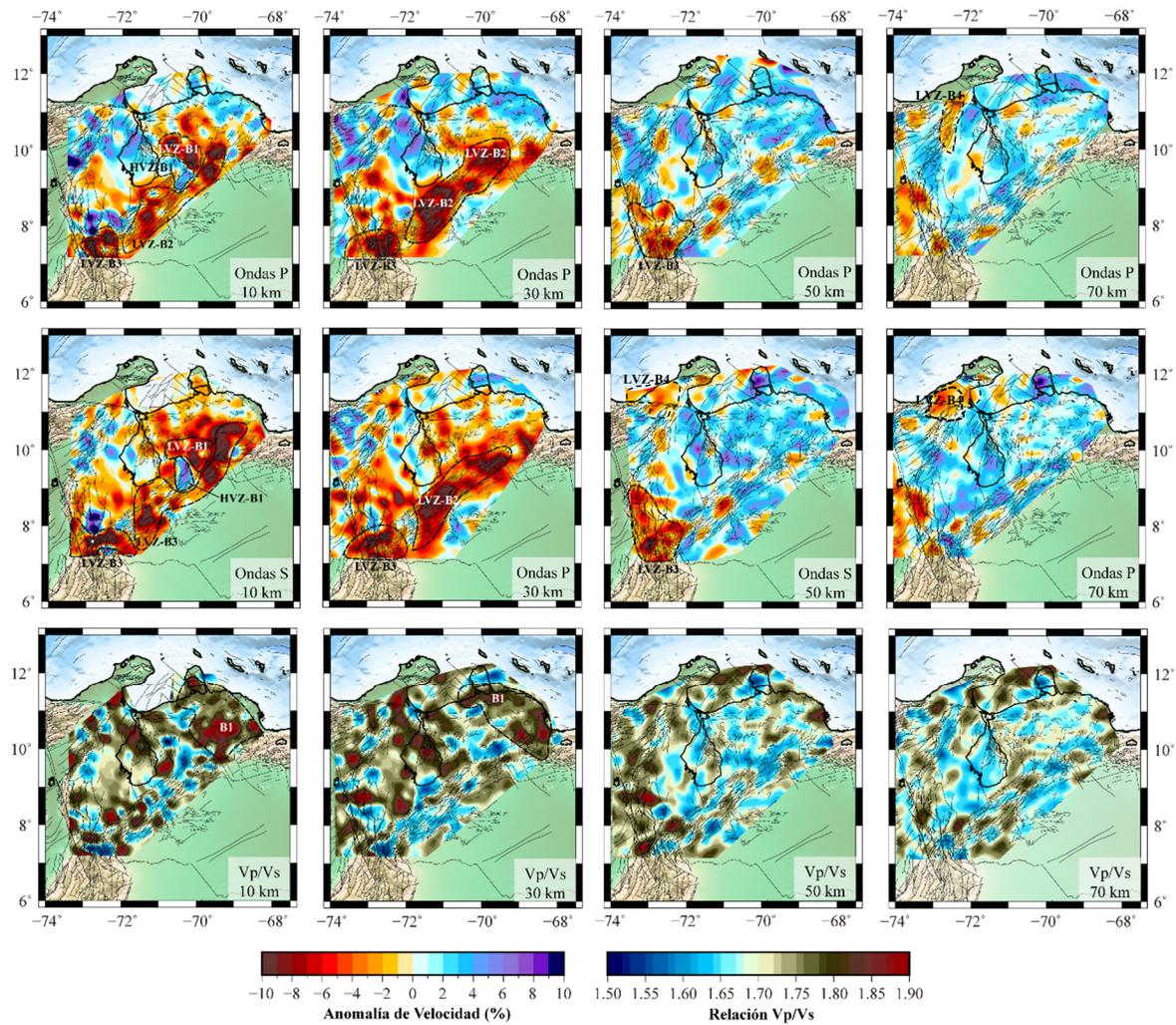


Figura 38. Secciones horizontales de anomalías Vp, Vs y relación Vp/Vs para la ventana 2.

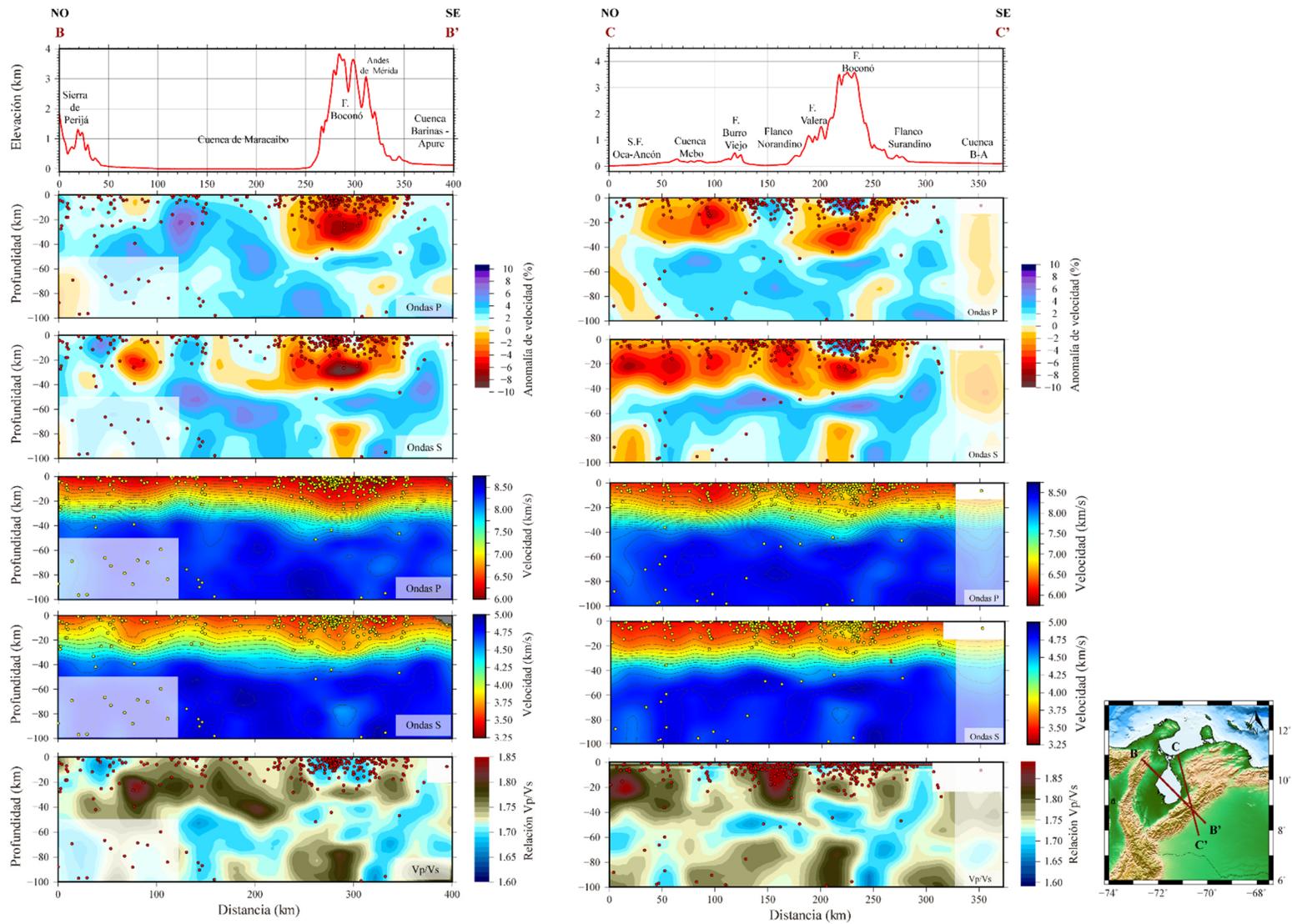


Figura 39. Secciones verticales de anomalías V_p , V_s , relación V_p/V_s y velocidades absolutas para los perfiles B-B' y C-C'.

5.2.4 Ventana 3 (Oriente de Venezuela)

Las secciones de anomalías Vp y Vs 10 y 30 km de profundidad (Figura 40) destacan por la presencia de diferentes zonas de bajas velocidades. La LVZ-C1 se relaciona a la actividad volcánica presente bajo la Isla de Grenada. Las cámaras magmáticas bajo esta isla han sido identificadas a profundidades mayores de 5 km (Urzua *et al.*, 2015) y han mantenido actividad durante los últimos 10000 años, siendo el volcán Kick'em Jenny el más activo (Robertson, 2009). Por otra parte, la LVZ-C2 concuerda con la ubicación geográfica de la cuenca de Carúpano; por lo tanto, estas anomalías negativas podrían atribuirse al fracturamiento y debilitamiento de la corteza debido a las fallas que atraviesan esta estructura (González de Juana *et al.*, 1980; Summa *et al.*, 2003; Schneider *et al.*, 2012). La LVZ-C3 es dividida en 3 sectores (Figura 40); el sector A abarca el oeste de la Serranía del Interior, en donde la disminución de las velocidades es cónsona con los resultados de Miller *et al.* (2009) y Masy *et al.* (2014). De esta manera se sostiene que las zonas involucradas en intensas actividades tectónicas con importantes sistemas de fallas y corrimientos (González de Juana *et al.*, 1980; Yoris y Ostos, 1997; Rodríguez, 2014) confluyan en disminución de la velocidad de las ondas. Esta zona de bajas velocidades se extiende hacia el SE, adoptando una tendencia similar a la que posee la falla de Urica. Munro y Smith (1984) definen esta estructura como una zona de fallas transpresivas de 10 km de ancho, por lo que las anomalías en esta zona pueden considerarse consistentes con dicha estructura. El sector B se extiende hacia el SO, coincidiendo con la dirección del Graben de Espino, respuestas similares han sido observadas por medio de tomografías de ondas Superficiales realizadas por Castro (2017) y Sánchez (2017), quienes coinciden que la disminución de las velocidades podría estar relacionada con fallas a nivel de basamento y la cobertura sedimentaria del Graben de Espino. En el caso del sector C, las anomalías negativas se ubican en el depocentro de la cuenca Oriental, por lo que estas responden al espesor sedimentario de más de 10 km que suprayace al basamento de la cuenca (Summa *et al.*, 2003). La LVZ-C4 se ubica en el extremo oriental del frente de deformación del Oriente de Venezuela (Figura 40), por lo que dicha respuesta tiene relación con las

diversas estructuras plegadas y falladas que caracterizan esta zona (Di Croce *et al.*, 1999). Mientras que en la LVZ-C5 (Figura 40), la cuenca Tobago y Columbus poseen espesores de aproximadamente 8 y 12 km (Summa *et al.*, 2003; Aitken *et al.*, 2011) de tal forma que la presencia de sedimentos a dichas profundidades son las responsables de esta acentuada zona de disminución de las velocidades.

Tanto en las secciones de 10 como 30 km se distingue una zona de altas velocidades (HVZ-C1; Figura 40), que por su ubicación geográfica podría asociarse a la presencia de cuerpos masivos de naturaleza ígnea similares a los reportados en esta zona por Vierbuchen (1983) y Urbani (1985), de tal manera que se evidencia la posible extensión de estos cuerpos hasta más de 10 km de profundidad. Cabe destacar que en la sección de 30 km de profundidad se observa una continuidad de las LVZ-C2 y LVZ-C3, lo cual permite establecer que la influencia de las deformaciones y alteraciones corticales aún permanecen a esta profundidad. En el caso particular de la falla de Urica, esta respuesta podría sustentar las consideraciones de una posible paleofractura precámbrica reactivada durante el proceso de colisión como una falla transcurrente dextral (Daal *et al.*, 1989).

El comportamiento observado en la sección de 50 km resalta una abundante presencia de anomalías positivas (Figura 40). De acuerdo a Schmitz *et al.* (2005; 2008) y Niu *et al.* (2007) esta profundidad corresponde al manto litosférico, por lo que las alteraciones en las anomalías son relacionadas a diferencias composicionales entre la placa Caribe y Suramericana (Sánchez *et al.*, 2010; van Benthem, 2013). En las secciones de 70, 90 y 100 km (Figura 40), resalta una zona de altas velocidades (HVZ-C2) coincidente con la losa de subducción de la placa Suramericana. La evidencia de esta estructura es respaldada por las tomografías realizadas por VanDecar *et al.* (2003), Bezada *et al.* (2010) y Masy *et al.* (2014), en donde revelan una losa que subduce de forma abrupta hacia el oeste, bajo la Serranía del Interior. La forma de este cuerpo de alta velocidad se observa con mayor detalle que en los estudios antes mencionados debido al uso de sismos locales para su representación. En las secciones de 90 y 100 km se puede delimitar un contorno curvo, de orientación SO-NE y un ancho de ~46 km. Las

anomalías observadas alrededor de la losa de subducción, podrían estar relacionadas a la disminución del espesor litosférico hacia el Norte del margen continental, tal y como lo plantean Levander *et al.* (2014), no obstante, también se deben considerar los procesos de pérdida de la litosfera continental adyacente a la zona de subducción, como posible causa de las alteraciones en el manto litosférico.

La relación V_p/V_s a 10 y 30 km de profundidad presenta una zona con valores superiores a 1,75 a lo largo de la cordillera Araya-Paria (C1) (Figura 40). Estos valores se consideran usuales para zonas que subyacen a altos relieves producto de intensos procesos tectónicos (Totaro *et al.*, 2014). Por otra parte, la zona C2 mantiene una relación con los sedimentos en la zona más profunda de la cuenca Oriental. Esta propiedad disminuye en presencia de litologías de origen sedimentario en virtud de su porosidad y composición (Johnston y Christensen, 1993). Para las profundidades de 50, 70 y 90 km se tiene un comportamiento uniforme que radica en condiciones reológicas similares a lo largo de la zona de estudio (van Benthem, 2013). Finalmente, la sección de 100 km de profundidad se caracteriza por una preponderante zona de valores entre 1,8 y 1,9 que corresponde a la losa interpretada anteriormente. La composición de esta estructura y su mayor estado de hidratación hacen que esta propiedad se incremente permitiendo diferenciar la losa del material adyacente.

El perfil D-D' que abarca la cordillera Araya-Paria en dirección E-O, presenta un comportamiento heterogéneo tanto a nivel cortical como mantelar (Figura 41). Las velocidades promedio para la corteza y manto son de 6,5 km/s y 7,9 km/s para ondas P y 3,6 km/s y 4,5 km/s para ondas S. Los primeros 25 km de profundidad inician con una zona de bajas velocidades desde la fosa de Cariaco que se extiende hasta el centro de la cordillera a lo largo de la falla del Pilar (Miller *et al.*, 2009), esta tendencia es interrumpida a una distancia de 150 km por una zona de altas velocidades que podría estar relacionada con los emplazamientos ígneos identificados con anterioridad mediante gravimetría y geoquímica por Sifontes y Santamaría (1972) asociados con la riolita porfídica de Carúpano. Otra zona de bajas velocidades se encuentra identificada por un contorno discontinuo (Figura 41) entre 40 y 75 km de profundidad, este rasgo

también fue identificado en las secciones horizontales de 50 km como LVZ-C6. Miller *et al.* (2009) atribuyeron esta zona como la respuesta a flujos mantelares que derivan de la zona de ruptura litosférica en el nido sísmico de Paria. En efecto, el incremento de temperaturas al Oeste de la losa y la posible presencia de pequeños volúmenes de material fundido, favorecen la presencia de estas anomalías negativas hasta una profundidad de 75 km. Esta profundidad es consistente con los resultados de Miller *et al.* (2009) quienes argumentan que la extensión de la anomalía hasta ~75 km explica la ausencia de vulcanismo en superficie. La concentración de la actividad sísmica entre 50 y 125 km se debe a la presencia del nido sísmico de Paria, el cual consiste en una expresión de la ruptura litosférica de la losa de la placa Sudamericana (Russo *et al.*, 1993; Clark *et al.*, 2008; Masy *et al.*, 2014) que induce una transición de una zona de subducción a un sistema transcurrente conocido como límite STEP (*Subduction-Transform Edge Propagator*; Govers y Wortel, 2005).

El perfil E-E' (Figura 41) presenta velocidades promedio en la corteza para ondas P y ondas S de 6,5 y 3,7 km/s y en el manto litosférico de 7,9 y 5,5 km/s. Las secciones de anomalías inician con una zona de bajas velocidades desde la cuenca de Carúpano para luego contrastar con una zona de altas velocidades en la corteza continental y finalmente volver a una zona de bajas velocidades al SO de Trinidad de Tobago. Dichos rasgos a nivel cortical permiten asociar las zonas de bajas velocidades con las cuencas de Carúpano y Columbus (Leonard, 1983; López, 2011; Schneider *et al.*, 2012), mientras que las zonas de altas velocidades responden a el extremo este de la cordillera Araya-Paria. Las bajas velocidades por debajo de 30 km sustentan la presencia de fluidos mantelares propuesta por Miller *et al.* (2009) y observadas en el perfil D-D'. El nido sísmico de Paria es observado en una zona de altas velocidades, la cual coincide con los resultados de Masy *et al.* (2014) y es interpretada como una respuesta a la losa de subducción de la sección atlántica de la placa Suramericana.

Tanto el perfil D-D' como E-E' coinciden en un gap entre ~35 y 50 km, al igual que en los resultados de Clark *et al.* (2008). Esta brecha sugiere la presencia de una corteza inferior débil y dúctil que separa y desacopla una corteza superior rígida de una capa

de manto litosférico rígido; Dicha configuración es conocida como reología de sándwich de gelatina (Chen y Molnar, 1983; Watts y Burov, 2003).

El perfil F-F' (Figura 41) atraviesa la cuenca Oriental en dirección E-O, la velocidad promedio en la corteza para ondas P y ondas S de 6,4 y 3,6 km/s y en el manto de 8 y 4,6 km/s; destaca un descenso en las velocidades corticales debido a la presencia de los sedimentos de la cuenca Oriental, y un aumento de las velocidades mantelares. Las anomalías de velocidad señalan una zona de bajas velocidades que responde a la corteza superior y la cobertura sedimentaria que conforma la cuenca. Se observa que la zona de bajas velocidades desaparece hacia el Este, debido a la reducción del espesor sedimentario que, a su vez, implica un basamento más somero (Summa *et al.*, 2003). Las anomalías Vs resaltan con más claridad esta variación de profundidad del basamento, la cual se aprecia de una forma abrupta indicando la posible presencia de fallas transversales al frente de deformación del Oriente (Roadlifer, 1987; Fiorillo, 1987). Del mismo modo las variaciones en la relación V_p/V_s observadas en los primeros 200 km del perfil responden a las deformaciones producidas por la compleja actividad tectónica de la zona de fallas de Urica (Munro y Smith, 1984), mientras que los cambios después de 200 km tienen una asociación predominantemente litológica, en donde se diferencian valores menores de 1,70 cercanos al depocentro de la cuenca oriental, con un incremento progresivo hacia el Este, en donde se observan valores típicos de basamento cristalino (Koulakov *et al.*, 2006). Por debajo de 50 km de profundidad, la relación V_p/V_s indica condiciones reológicas uniformes para el manto litosférico en esta zona.

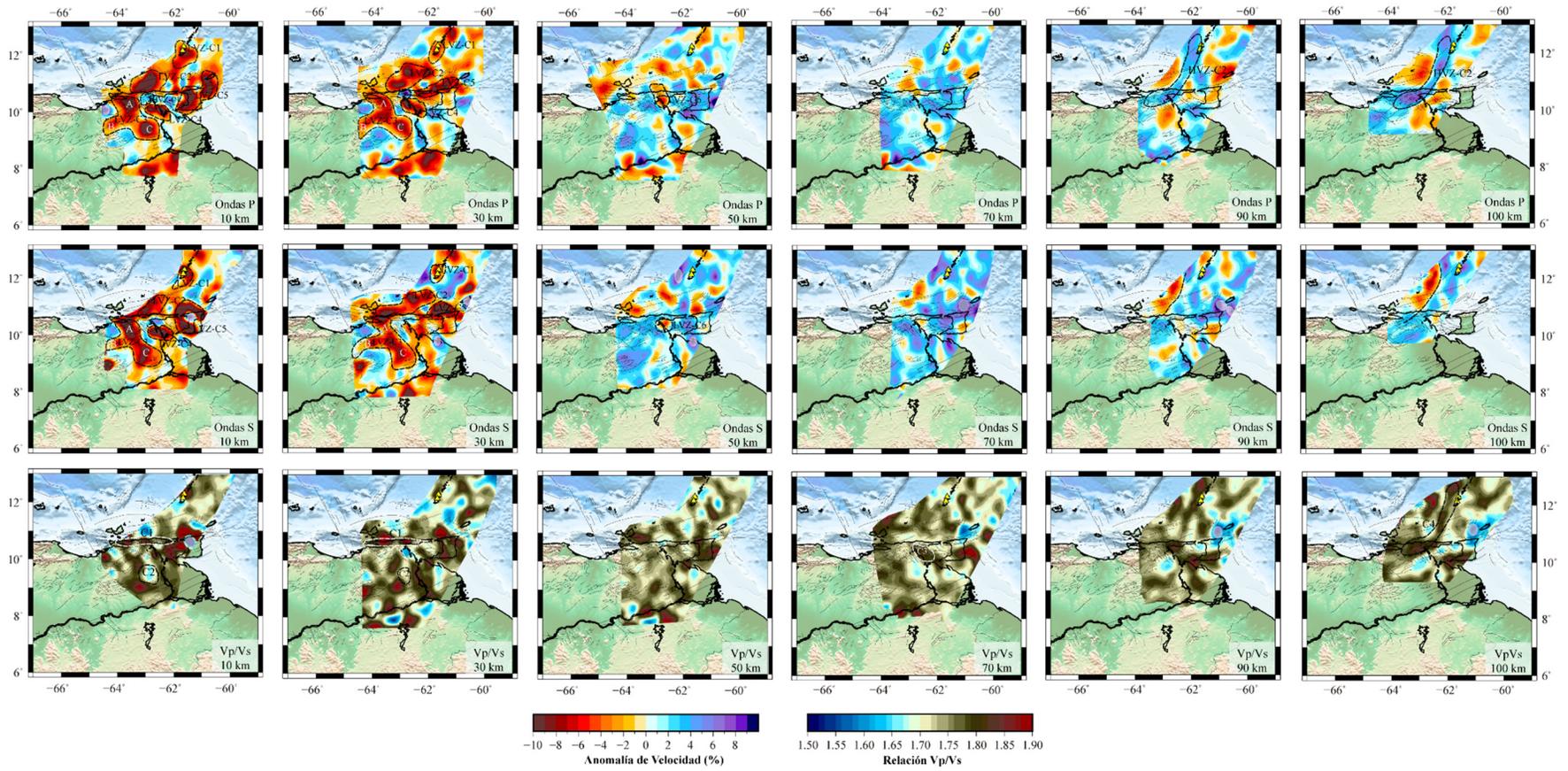


Figura 40. Secciones horizontales de anomalías Vp, Vs y relación Vp/Vs para la ventana 3.

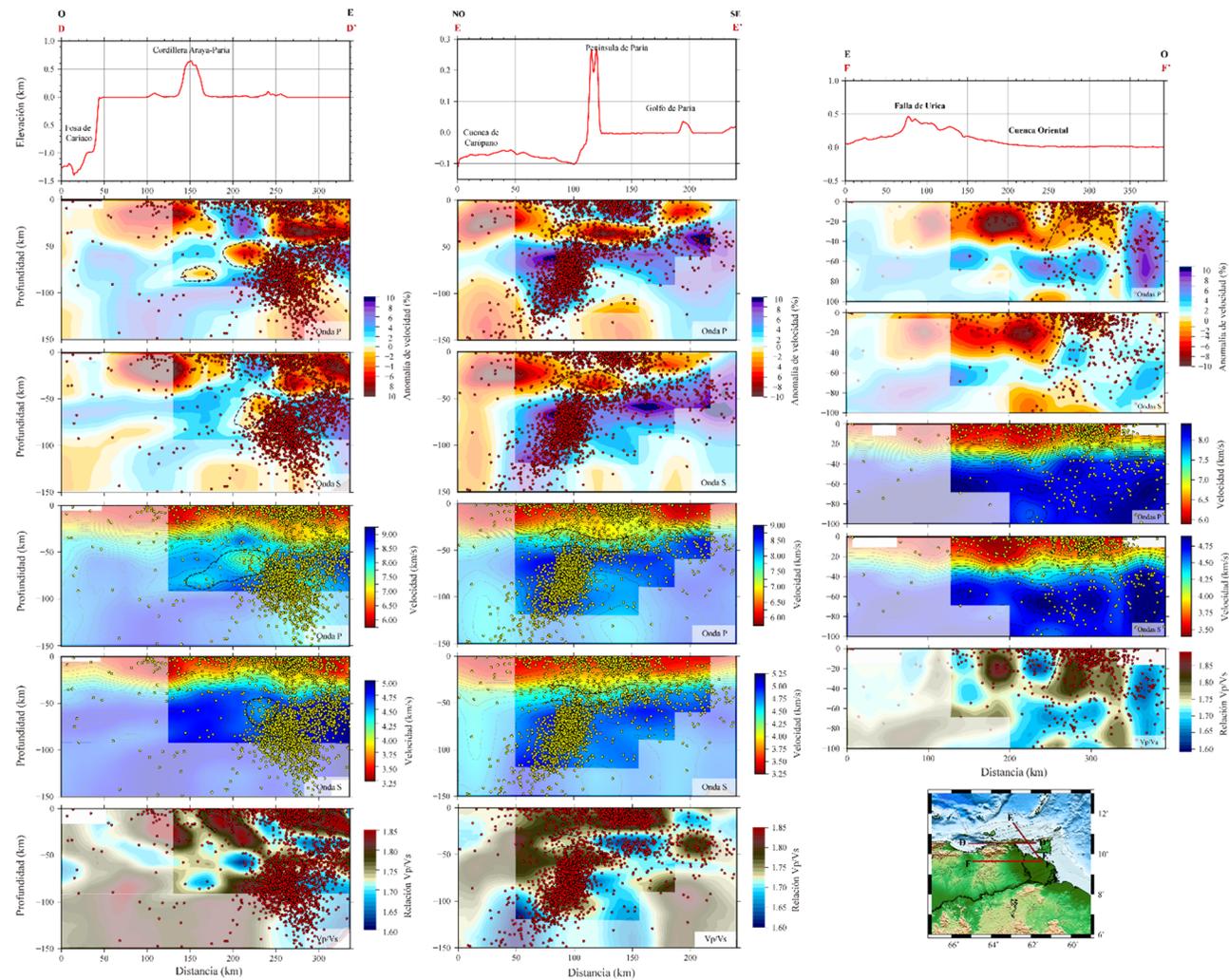


Figura 41. Secciones verticales de anomalías Vp, Vs, relación Vp/Vs y velocidades absolutas para los perfiles D-D', E-E', y F-F'.

5.2.5 Ventana 4 (Antillas Menores)

En las secciones de anomalías de Vp y Vs a profundidades de 10 y 30 km se observa una separación del arco de islas que se presenta como una línea discontinua horizontal (Figura 42) que coincide con la separación de las placas Suramericana (Atlántico Sur) y Norteamericana (Atlántico Norte) indicada por Wadge y Shepherd (1984). Se distingue una sección que inicia en la isla de Martinica y continúa hacia el Norte (Figura 42), la cual ha sido descrita con un volcanismo más antiguo que el resto del arco. Las anomalías positivas (HVZ-D1) representan el arco volcánico externo que tuvo actividad volcánica entre el Eoceno y Mioceno Temprano (Bouysse, 1988), que posee una menor temperatura, la cual permitió la cristalización de flujos andesíticos y dacíticos (Fink, 1972). Por el contrario, la LVZ-D1 abarca el arco volcánico interior o reciente, cuya actividad se mantiene desde el Mioceno Tardío (Bouysse, 1988), en donde las elevadas temperaturas correspondientes a la actividad volcánica, permiten el descenso de la velocidad de las ondas.

A 50 km de profundidad parte de las cámaras magmáticas de los volcanes activos continúan presentándose como zonas de bajas velocidades (Figura 42). También, se identifica una zona de anomalías positivas al NE (HVZ-D2), que sugiere la presencia de sección norteamericana en la litosfera del Atlántico, permitiendo diferenciar las condiciones de dicha capa con respecto al arco de islas y los procesos de deshidratación de la losa de subducción que se llevan a cabo entre 40 y 60 km (Paulatto *et al.*, 2017).

Las secciones de anomalías Vp y Vs a 70 km evidencian una reducción de las zonas de bajas velocidades a lo largo del cinturón volcánico. La respuesta obtenida es cónsona con la deshidratación de la losa de subducción entre 40 y 100 km mencionadas por Paulatto *et al.* (2017), producto de la sobrepresión y la liberación del agua. En la sección de anomalías Vp de 90 km se indica una zona de bajas velocidades (LVZ-D2) que se ve interrumpida cerca de la isla de Martinica por una zona de anomalías positivas. Considerando la ubicación de la losa de subducción para esta profundidad, la LVZ-D2 se puede asociar como una continuación del proceso de deshidratación explicado en la sección precedente, mientras que la anomalía positiva que restringe la

continuidad de la LVZ-D2 puede estar relacionada con los incrementos de V_p observados por Paulatto *et al.* (2017) quienes asocian dicho rasgo con una zona de menor hidratación del manto y un mayor acoplamiento de la losa de subducción.

La relación V_p/V_s (Figura 42) presenta los valores más elevados en la zona norte (1,75 y 1,9) y los menores hacia el Sur (1,65 y 1,8). Lo que evidencia que en la isla de Guadalupe posee una corteza con una composición de origen máfico rica en gabros. Asimismo, la reducción de la relación V_p/V_s hacia el Sur es indicativo de una diferencia relacionada con la existencia de un basamento mesozoico en sección norte del arco que ha sido identificado por Arnaiz *et al.* (2016).

El perfil G-G' (Figura 43) presenta en los primeros 25 km de profundidad un par de zona de bajas velocidades de anomalías V_p , correspondientes a las cuencas de Grenada y Tobago. A una mayor profundidad, las anomalías V_p y V_s muestran con altas velocidades la losa de subducción de la placa Suramericana. Recalcando la diferencia en composición y temperatura con respecto al manto litosférico. La relación V_p/V_s indica alternancias laterales a lo largo del perfil, lo que sugiere la presencia de heterogeneidades en la composición de la corteza oceánica y manto litosférico hasta profundidades de ~100 km. Del mismo modo, los perfiles de velocidad absoluta señalan diferencias de velocidades para la zona NO que corresponde a la placa Caribe y la zona SE que corresponde a la placa Suramericana, tales rasgos se evidencian en ambos lados de la zona de subducción indicada con una línea discontinua; al Oeste el manto litosférico del Caribe posee una velocidad promedio de 8 km/s y mientras que al Este manto litosférico del Atlántico (Placa Suramericana) presenta una velocidad promedio de 8,5 km/s. Estos cambios de velocidad a nivel mantelar sugieren que el manto hidratado del Caribe presenta una disminución en la velocidad de las ondas asociado al incremento de temperatura, a diferencia que el manto litosférico del Atlántico.

El perfil H-H' (Figura 43) presenta una zona de diferentes velocidades asociadas a la losa de subducción, que por medio de los eventos sísmicos se representó con un ángulo de ~47°. Si bien este valor concuerda con el rango de 45° y 50° propuesto por Wadge

y Shepherd (1984), se considera que se encuentra un poco por debajo del valor esperado para esta zona de las Antillas, en donde la losa de subducción se hace más abrupta, por lo que tal resultado podría sugerir que la variación en el ángulo de subducción hacia el Norte no ocurre de una forma abrupta, sino más bien de forma progresiva. Las altas velocidades entre 0 y 25 km, se asocian con la corteza que subyace a la isla de Martinica (Fink, 1972). Mientras que, las bajas velocidades se relacionan con la deshidratación de la losa en subducción. Dicha característica también ha sido observada por Paulatto *et al.* (2017) quienes explican que la subducción a lo largo del arco de las Antillas Menores, está controlada por una estructura de alto gradiente geotérmico producto del proceso de deshidratación de la losa de subducción, que da lugar a cambios químicos relacionados con la estabilidad mineralógica de las rocas y fusión parcial de las mismas. La relación V_p/V_s presenta valores altos (1,8-1,88) los cuales resultan cónsonos con la zona de subducción, ya que la sensibilidad de esta propiedad para indicar la presencia de fluidos permite sustentar la hidratación de la cuña mantelar observadas en las anomalías V_p y V_s .

En el perfil I-I' (Figura 43) se observa una resaltante zona de alta velocidad a nivel cortical relacionada con rocas andesíticas y dacíticas remanentes del arco antiguo (Fink, 1972). Al Oeste de esta zona se presentan anomalías positivas que subyace al oriente de la isla *Grand Anse*, la cual podría representar una zona de un mayor gradiente geotérmico debido a su cercanía con los volcanes *Soufriere* de Guadalupe al Norte y *Morne aux Diables* al Sur. A mayor profundidad mantiene la presencia de una zona de anomalías negativas, esta es asociada a la deshidratación de la placa en subducción, tal y como se ocurre en el perfil H-H'. Las anomalías V_p/V_s muestra máximos en la zona de interacción entre placas, con valores entre 1,85 y 1,9 respondiendo a la presencia de fluidos y altas temperaturas, además indican un incremento en relación a los obtenidos por Arnaiz *et al.* (2016). Cabe destacar que la técnica empleada en este trabajo tiene un mejor control en la distribución de la relación V_p/V_s lateral y verticalmente, lo que representa una ventaja sobre las estimaciones por medio de funciones receptoras. Las Velocidades promedio de la corteza tanto en el perfil H-H' como I-I' (6,83 y 6,8 km/s)

concuerdan con los resultados de Boynton *et al.* (1979) y Westbrook, (1975). Asimismo, el espesor de ~25 km obtenido en las secciones de velocidad absoluta es cercano al espesor de 24 km obtenido por Christeson *et al.* (2008) para esta zona. Finalmente, la sismicidad representada en las secciones verticales permitió definir la losa de subducción con un ángulo de ~55°. El rango establecido por Bouysse *et al.* (1990) indica que en la sección norte de arco de islas el ángulo varía entre 50° y 60°, por lo que el valor obtenido es cónsono con el incremento gradual del ángulo de subducción para esta zona.

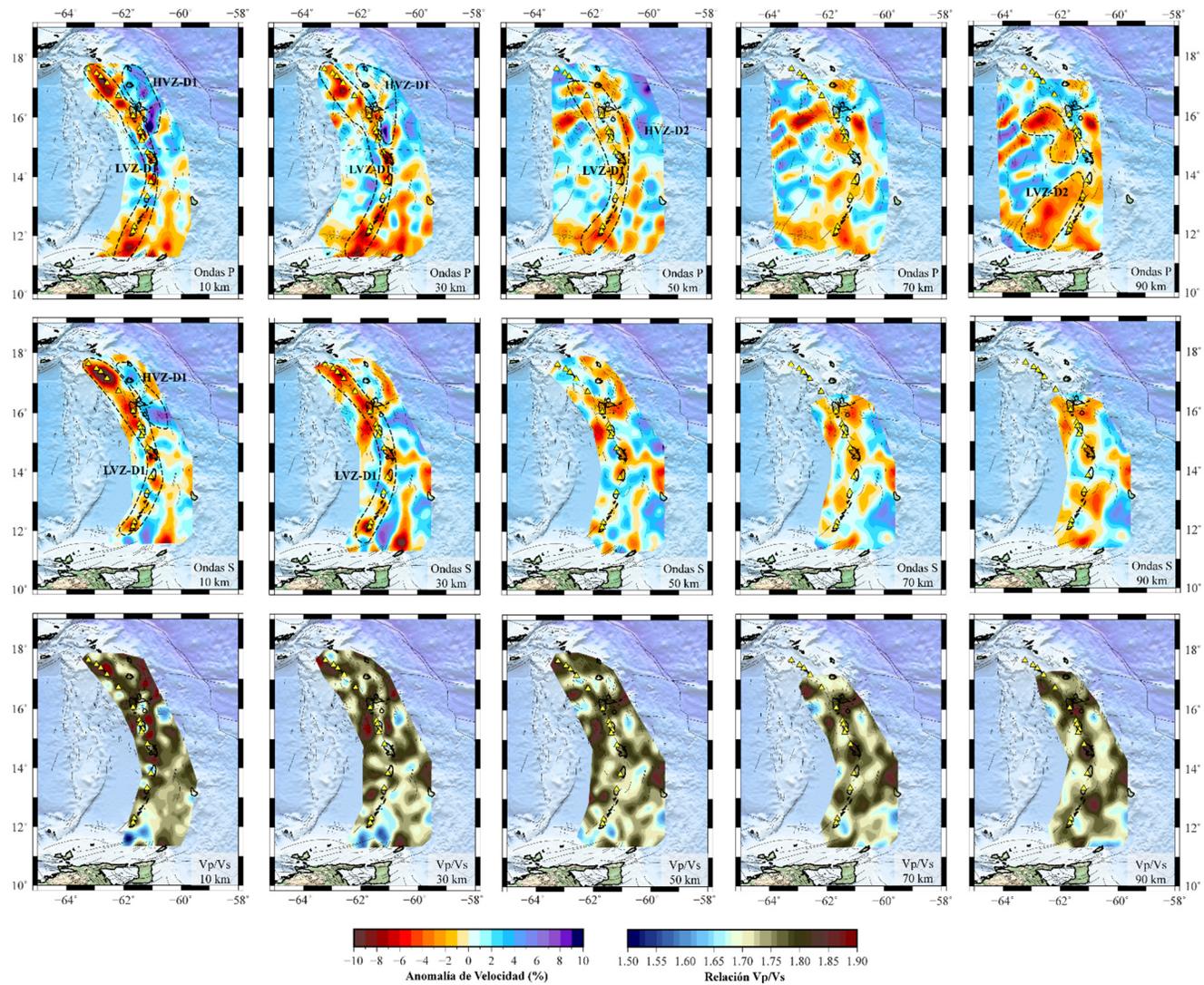


Figura 42. Secciones horizontales de anomalías V_p , V_s y relación V_p/V_s para la ventana

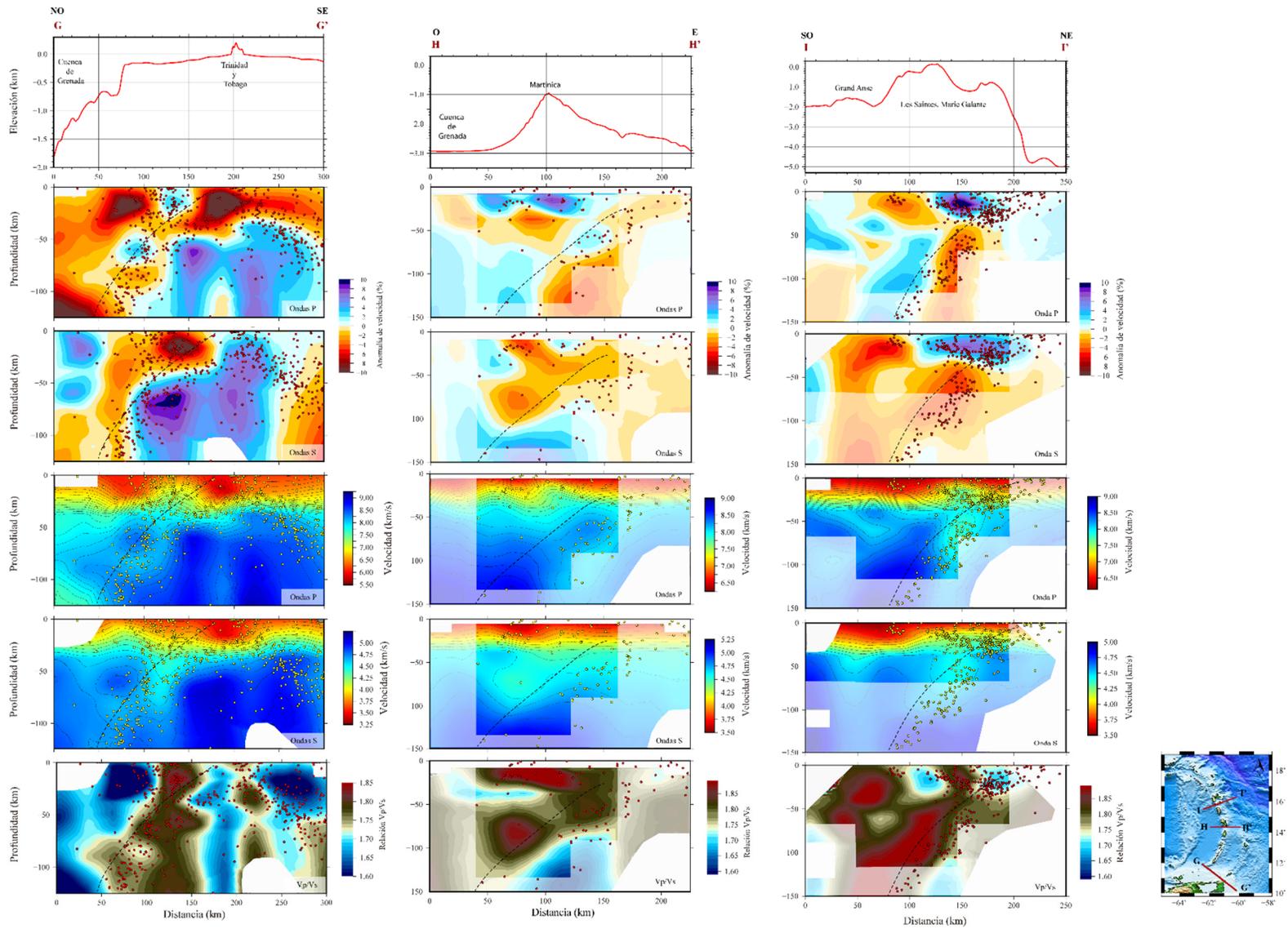


Figura 43. Secciones verticales de anomalías Vp, Vs, relación Vp/Vs y velocidades absolutas para los perfiles G-G', H-H' y I-I'.

5.2.6 Ventana 5 (Puerto Rico)

Las anomalías de V_p y V_s en la sección de 10 km de profundidad (Figura 44) presentan tres zonas de bajas velocidades (Figura 44). La LVZ-E1 fue subdividida de Oeste a Este según las estructuras que representan. El sector A coincide con la ubicación del cinturón Eoceno que conforma la zona de fallas del Sur de Puerto Rico (Jolly *et al.*, 1998). De modo que las bajas velocidades en esta zona responden al sistema de fallas antes mencionado. Este sistema de fallas se caracteriza por una combinación de movimientos transcurrentes sinestrales y una compresión hacia el Este (Erikson *et al.*, 1990) por lo que dicha respuesta es cónsona con otras zonas montañosas con similitudes estructurales obtenidas en este estudio. El sector B inicia en la zona de fallas del NE de Puerto Rico, que al igual que la zona de fallas del Sur, responde a desplazamientos sinestrales, que han ocasionado un importante fracturamiento a nivel cortical (Jolly *et al.*, 1998), asimismo la extensión de estas anomalías negativas hasta la isla Vieques (Este de Puerto Rico) podría estar relacionada con una continuidad de esta estructura, tal como lo han indicado Donnelly (1959) y Banks (1962). Por otra parte, la zona C se ubica en la cuenca de las Islas Vírgenes. Ésta cuenta con una cobertura sedimentaria de ~ 5 km, además, su basamento está considerablemente fallado, por lo que, a profundidades de 10 km, la V_p no supera los 5,7 km/s (Officer *et al.*, 1957; Raussen *et al.*, 2013), condición que favorece la presencia de esta zona de bajas velocidades.

La LVZ-E2 se ubica sobre el paralelo 19N (Figura 44), zona que forma parte de la fosa de Puerto Rico. La cobertura sedimentaria en esta área ha sido modelada con velocidades entre 2,4 y 2,8 km/s a profundidades de 10 km (e.g. Officer *et al.*, 1957; Talwani *et al.*, 1959; Molnar, 1977), por lo que la presencia de anomalías negativas sustenta dichos modelos. Del mismo modo la LVZ-E3 es relacionada con las fallas generadas por el régimen transtensivo que evidencia el límite oriental de la microplaca de Puerto Rico e Islas Vírgenes a lo largo del paso de Anegada (Jansma y Mattioli, 2005).

Considerando ahora las zonas de altas velocidades, en esta sección se dividieron en HVZ-E1 y HVZ-E2 (Figura 44). La HVZ-A1 incluye el Norte de Puerto Rico hasta el límite con la LVZ-A2. En la isla de Puerto Rico esta anomalía responde al basamento ígneo constituido principalmente por plutones intrusivos félsicos y brechas volcánicas (Jolly *et al.*, 1998). Esta zona de la isla no expone el nivel de fracturamiento que posee la zona Sur (Dolan *et al.*, 1998). Así pues, la continuación de la HVZ-E1 hacia el norte mantiene consonancia con la corteza oceánica que representa el flanco sur de la fosa de Puerto Rico (Talwani *et al.*, 1959). Una situación análoga sucede con la HVZ-E2 que es interpretada como parte de la corteza oceánica de la placa Caribe (Talwani *et al.*, 1959; Molnar, 1977).

La sección de anomalías Vp y Vs a 30 km de profundidad presenta una alternancia de anomalías negativas (LVZ-E4) y positivas (HVZ-E4) en la zona Norte (Figura 44). Esto se atribuye a los segmentos que conforman la losa de subducción Norteamericana. Este bloque es dividido a lo largo del *Main Ridge* separando una subducción con un ángulo de inclinación más abrupto al Oeste (LVZ-E4) del segmento menos abrupto al Este (HVZ-E4). La LVZ-E4 es precedida de una zona de altas velocidades al Sur (HVZ-E3), tal respuesta es comparable con un máximo de Anomalías de Bouguer (Xu *et al.*, 2015), siendo este interpretado como una compresión de la losa norteamericana en dirección E-O debido a la rotación en sentido antihorario de la microplaca de Puerto Rico e Islas Vírgenes (ten Brick y López-Venegas, 2012). Las anomalías Vp y Vs correspondientes a la sección de 50 km de profundidad mantiene la sucesión de bajas y altas velocidades observadas en la sección de 30 km (LVZ-E6 y HVZ-E5) (Figura 44). Mientras que la LVZ-E7 podría asociarse con diferencias composicionales del manto litosférico de la isla de Puerto Rico con respecto a la placa Caribe (Lin y Huerfano, 2011).

La relación Vp/Vs a 10 y 30 km de profundidad presenta valores entre 1,60 y 1,70 con una tendencia E-O que se extiende desde la isla La Mona (Oeste de Puerto Rico) hasta las islas Vírgenes (E1) (Figura 44). Se destaca el contraste con las zonas norte y sur, donde esta relación alcanza $\sim 1,89$. Estos cambios en la relación Vp/Vs obedecen a

desigualdades en la composición y grado de hidratación de las rocas (Takei, 2002). De modo que las zonas E2 y E3 presentan composiciones ricas en materiales máficos y un mayor contenido de fluidos que la zona E1. A 50 km de profundidad la respuesta es más homogénea, con un incremento hacia el Sur. Tal comportamiento responde a las condiciones termales del manto litosférico (Vaccari y Panza, 1993), por consiguiente, el aumento de la relación V_p/V_s estaría relacionado con un mayor flujo calórico al NE del Caribe, el cual ha sido interpretado por Arnaiz-Rodríguez (2015) con una menor profundidad del límite litosfera astenósfera para esta zona del Caribe.

El perfil J-J' (Figura 45) exhibe velocidades a nivel cortical de 6,87 km/s y 3,9 km/s para ondas P y S respectivamente, asimismo estas incrementan hasta 8,11 km/s y 4,6 km/s para el manto litosférico. Las secciones verticales de anomalías V_p y V_s (Figura 45) presentan una prominente zona de altas velocidades que inicia desde el extremo Norte y se extiende hasta 100 km de profundidad. Dicha estructura corresponde a la losa oceánica de la placa Norteamericana, que debido a su composición y menor temperatura permite incrementar la velocidad de las ondas (Harris *et al.*, 2018). Además, se observa una sismicidad dispersa que disminuye considerablemente a partir de ~60 km. Tales descripciones coinciden con la zona de ruptura vertical de la losa de la placa Norteamericana propuesto por ten Brink (2005). En donde la sismicidad obedece a una variedad de mecanismos sismogénicos que impiden delimitar la losa norteamericana (Meighan *et al.*, 2013). Por su parte la relación V_p/V_s presenta un incremento hacia el Sur posiblemente asociado a un incremento del grado de hidratación de la losa favorecido por los fallamientos laterales E-O que resultan del proceso de *roll back* (Xu *et al.*, 2015). A una distancia de 150 km (Figura 46), resalta una zona de bajas velocidades cuya ubicación coincide con el Paso de Anegada, específicamente con la cuenca de las Islas Vírgenes. Esta estructura incluye un conjunto de fallas extensionales que interceptan los estratos del Neógeno tardío (Speed y Larue, 1991) que a su vez son soterrados por una cobertura sedimentaria proveniente de la plataforma de las Islas Vírgenes (Holcombe, 1989). El contraste en la velocidad de las ondas sísmicas con respecto al material cortical y la cobertura sedimentaria, en adición

al fracturamiento del basamento, genera esta marcada anomalía tanto en ondas P como ondas S. Dicha condición también se corrobora con una relación V_p/V_s en un rango entre 1,60 y 1,70 que se asocia a una región considerablemente fracturada en contraste a los flancos de la cuenca, cuyos valores superan 1,75.

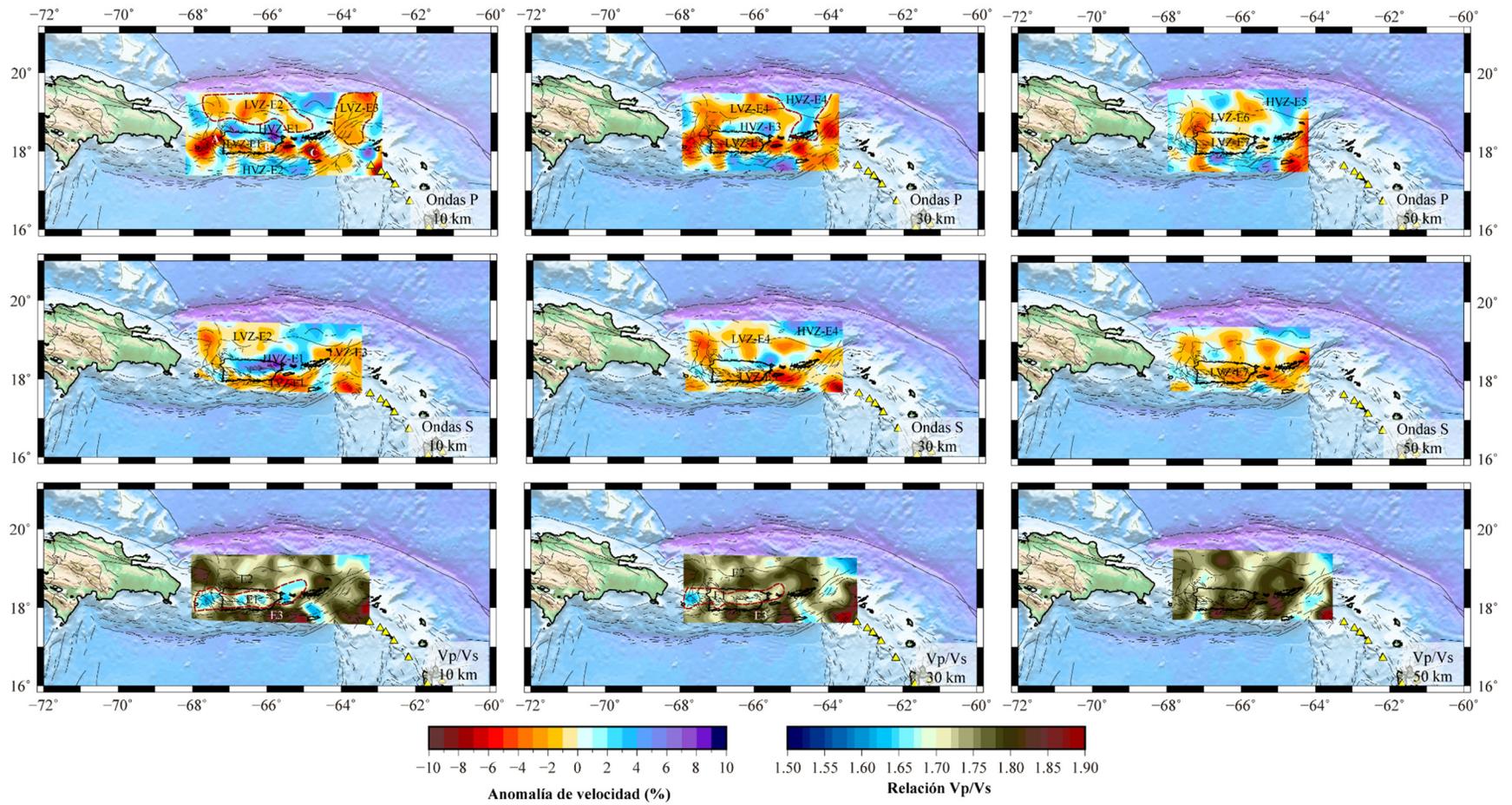


Figura 44. Secciones horizontales de anomalías Vp, Vs y relación Vp/Vs para la ventana 5

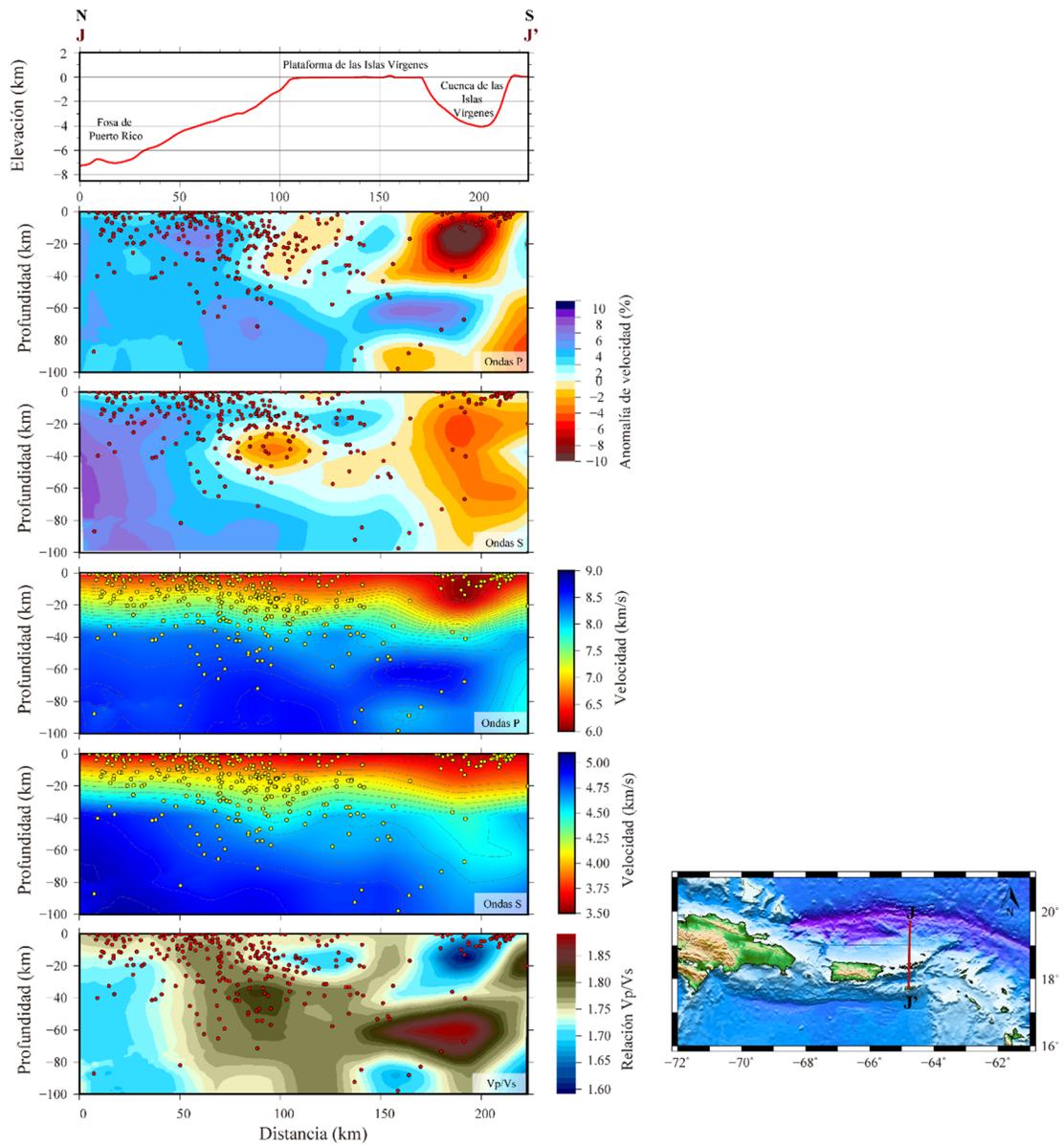


Figura 45. Secciones verticales de anomalías V_p , V_s , relación V_p/V_s y velocidades absolutas para el perfil J-J'.

5.5.7 Ventana 6 (Sur de México, Guatemala, El Salvador)

La sección de anomalías Vp y Vs a 10 km de profundidad destaca una zona de bajas velocidades (LVZ-F1) ubicada en la costa suroeste SO de México (Figura 46), la cual es relacionada al espesor sedimentario de la cuenca de Tehuantepec (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). Por otra parte, las anomalías positivas de Vp identificadas como HVZ-F1 responden a complejos igneo-metamórficos presentes en los bloques Maya y Chortis, que incluyen eclogitas, anfibolitas y granitos (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992; Martens *et al.*, 2007).

En cuanto a las secciones de anomalías Vp y Vs a 10, 30 y 50 km de profundidad (Figura 46), estas coinciden en una zona de bajas velocidades (LVZ-F2) con una orientación NO-SE que concuerda con el sector norte del cinturón volcánico centroamericano. Estas anomalías responden a la presencia de estructuras magmáticas que debido a sus condiciones reológicas y elevadas temperaturas conllevan un descenso en la velocidad de las ondas sísmicas (Koulakov *et al.*, 2012).

Las secciones de anomalías Vp y Vs de 70 y 90 km (Figura 46) muestran una diferencia entre zonas de altas y bajas velocidades que coinciden con el límite entre los bloques Maya y Chortis. No obstante, esta respuesta podría tener una relación con las características del proceso de subducción en este segmento de Centroamérica. Manea *et al.*, (2013) establecen que la subducción a lo largo del Sur de México y parte de Guatemala inicia con un reducido ángulo que se va haciendo más abrupto hacia el Sur. De tal forma que las velocidades más elevadas corresponderían a la zona cuya subducción es menos pronunciada y, por lo tanto, las zonas de bajas velocidades al segmento donde la subducción es más abrupta.

La relación Vp/Vs en todas las secciones estudiadas presenta un comportamiento heterogéneo, en donde los valores más elevados ($> 1,85$) coinciden principalmente con el cinturón volcánico. En la zona volcánica este resultado es cónsono con la presencia de fluidos correspondientes al proceso de fusión parcial (Raharjo *et al.*, 2016). Asimismo, las secciones más profundas (70 y 90 km) presentan una influencia derivada

de posibles flujos mantelares profundos, típicos de una zona de convergencia y actividad volcánica (Locardi, 1986).

El perfil K-K' (Figura 47) muestra una estructura cortical con V_p y V_s promedio de 6,6 km/s y 3,8 km/s, mientras que para el manto litosférico estas se ubican en 7,8 km/s y 4,5 km/s. Las anomalías V_p y V_s resaltan heterogeneidades laterales con una dispersa sismicidad que sugiere una importante actividad interplaca e intraplaca (Benito *et al.*, 2008). El ángulo de subducción inferido a partir de las ubicaciones hipocentrales es de $\sim 43^\circ$ hasta 100 km, siendo consistente con los obtenidos por Hanus y Vanek (1979) y Manea *et al.* (2013). Las zonas de bajas velocidades y alta relación V_p/V_s entre 20 y 60 km de profundidad, se interpretan como una respuesta al proceso de hidratación de la cuña mantelar (Abers *et al.*, 2003; Dinc *et al.*, 2011). Se puede observar que la zona de bajas velocidades se extiende hasta el piedemonte del volcán Taburete, él no tiene actividad registrada en los últimos 10.000 años, por lo que esta respuesta podría relacionarse con la permanencia de la huella termal en esta estructura o un proceso activo en profundidad.

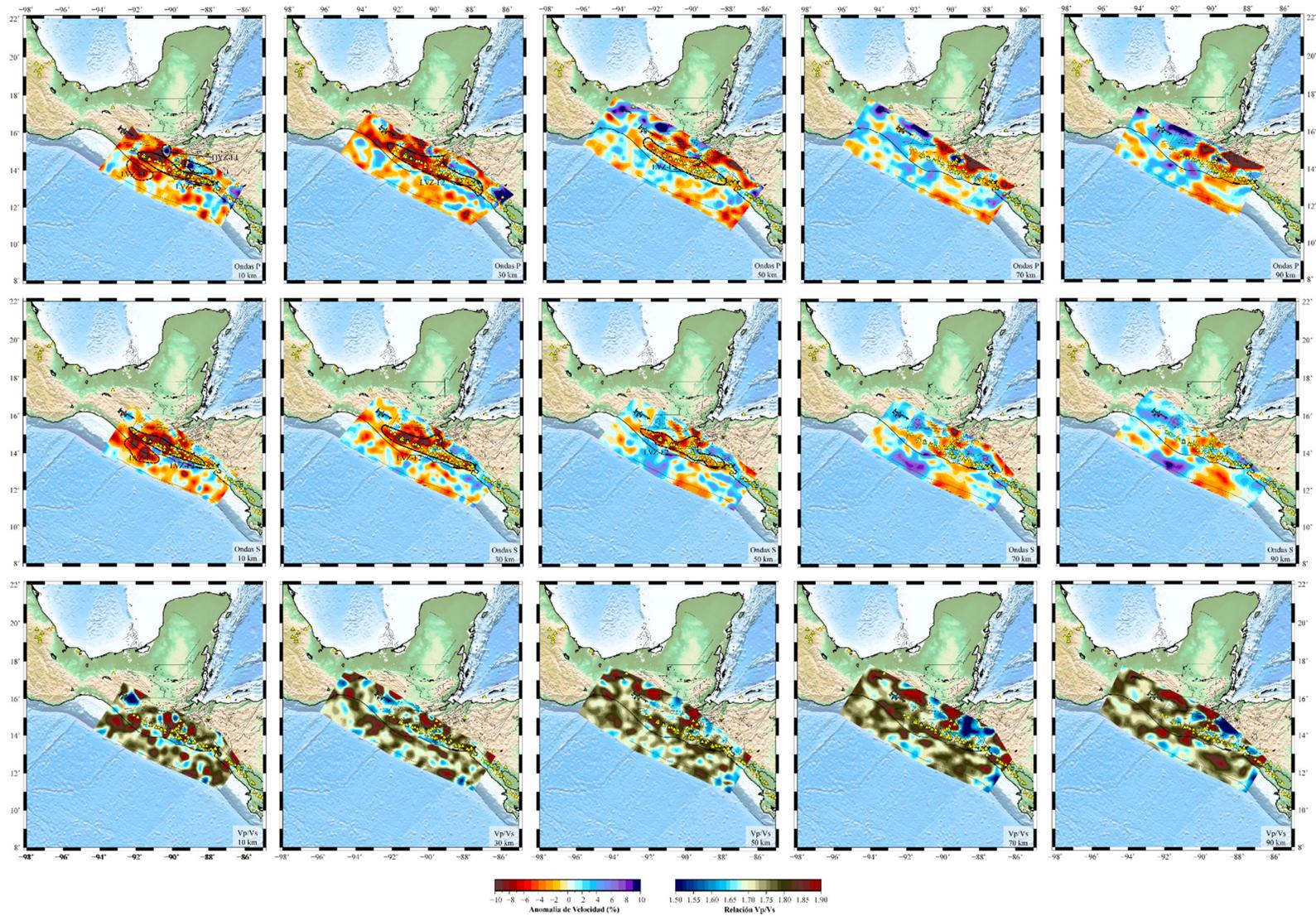


Figura 46. Secciones horizontales de anomalías V_p , V_s y relación V_p/V_s para la ventana 6.

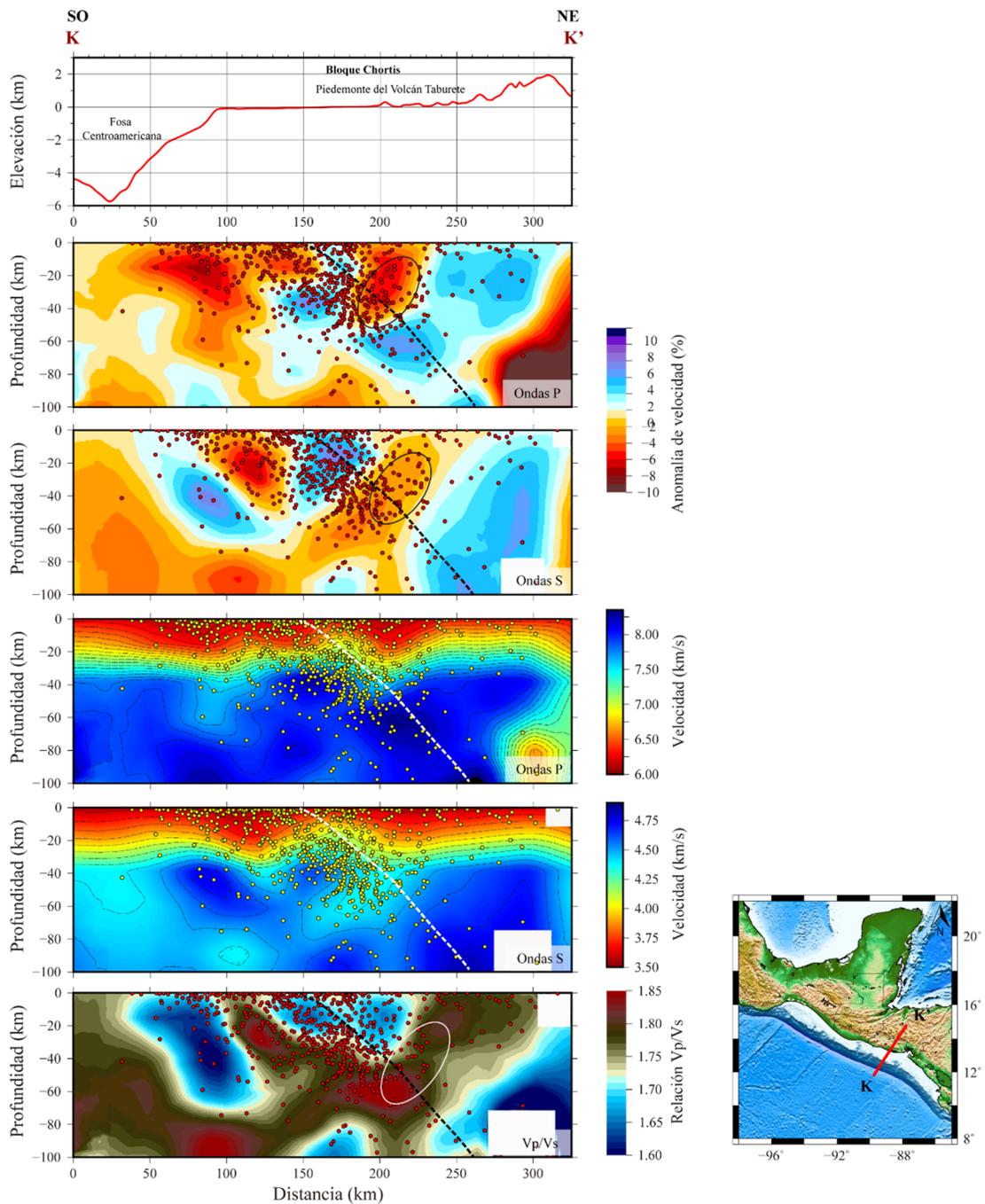


Figura 47. Secciones verticales de anomalías V_p , V_s , relación V_p/V_s y velocidades absolutas para el perfil K-K'.

5.2.8 Ventana 7 (Nicaragua, Costa Rica)

La sección a 10 km de profundidad de anomalías de V_p y V_s (Figura 48) presenta una zona de bajas velocidades localizada en la costa NO de Nicaragua (LVZ-G1), respuesta que corresponde a la cuenca Sandino, la cual posee un espesor sedimentario entre 14 y 22 km (Dinc *et al.*, 2010). De igual forma, a esta profundidad se aprecian pequeñas zonas de altas velocidades (HVZ-G1), las cuales coinciden con la presencia de los afloramientos ígneos de Nicoya, Herradura-Quepos y Osa (Sallares *et al.*, 2001). La disposición en profundidad de estos cuerpos de basalto y gabro había sido identificada con anterioridad mediante estudios gravimétricos y magnetotélúricos (Lücke, 2012; Worzewski *et al.*, 2011).

Una relevante zona de altas velocidades es encontrada en las secciones de 10 y 30 km identificada como HVZ-G2 (Figura 48). La ubicación de esta zona coincide con gran parte del territorio nicaragüense, que a su vez constituye una fracción del cinturón volcánico de Centroamérica. Estas anomalías positivas difieren de la respuesta típica para zonas volcánicas (Koulakov *et al.*, 2012). Sin embargo, las altas velocidades ya han sido observadas en otras zonas volcánicamente activas. Estudios realizados en Italia, Estados Unidos, Japón, Ecuador, y España, han obtenido zonas de altas velocidades asociadas con estructuras asociadas a la geología propia de la región y con cuerpos magmáticos enfriados (e.g. Cardaci *et al.*, 1993; Villaseñor *et al.*, 1998; Ligte y Him, 1999; Chirabba *et al.*, 2000; Aloisi *et al.*, 2002; Less y Crosson, 1989; Lees, 1992; Tanaka *et al.*, 2002; Molina *et al.*, 2005; Krastel y Schmincke, 2002). Dicho esto, es preciso mencionar que Nicaragua se encuentra en un sector del Bloque Chortis identificado como MCOT (*Mesquito composite Oceanic Terrane*), cuya composición consiste en rocas ultramáficas xenolíticas (Baumgartner *et al.*, 2008); asimismo estudios geofísicos previos han indicado velocidades anormalmente elevadas en la corteza superior debido a la presencia de material derivado del manto ($> 6,8$ km/s), que al mismo tiempo se sustenta en los elevados valores de anomalías de Bouguer que aseveran rocas de elevada densidad (~ 3 g/cm³) (Sallares *et al.*, 2001; Walther, 2003; Lücke, 2012). En pocas palabras, se podría calificar la HVZ-G1 como una respuesta a

la compleja composición geológica de la corteza para esta zona de Centroamérica. Las elevadas velocidades inherentes a las rocas ultramáficas prevalecen en detrimento de las estructuras magmáticas, motivo por el cual no se observa una respuesta similar al resto del cinturón volcánico. En contraste con lo explicado anteriormente se tiene una zona de bajas velocidades (LVZ-G1) concerniente al sector meridional del cinturón volcánico de Centroamérica (Figura 48). La disminución de las velocidades en esta zona responde a un volcanismo activo, tal como se observó en la LVZ-F2. La actividad volcánica se encuentra activa en un 60% (20% mayor que en Nicaragua) con edificios volcánicos a menos de 20 km, lo que indica una continuidad de las estructuras magmáticas activas que permite reflejarse como zonas de bajas velocidades (Lücke, 2012). Estos rasgos se mantienen en la sección de 30 km de profundidad con un descenso en la amplitud de las anomalías. Para dicha sección, la HVZ-G2 responde primordialmente a la presencia de la discontinuidad de Moho. Esta interfaz se ubica entre 30 y 32 km en Nicaragua, mientras que en Costa Rica se ubica entre 40 y 45 km (Lücke, 2012). Esto implica que las velocidades presentan un incremento propio de manto litosférico en Nicaragua mientras que en Costa Rica mantiene condiciones corticales.

La relación V_p/V_s a 10 y 30 km para esta zona se asocian a las cámaras magmáticas a lo largo de la cadena volcánica (G1) (Figura 48). Las elevadas temperaturas que caracterizan estas estructuras permiten observar valores entre 1,75 y 1,90. Cabe señalar que las zonas con una menor relación V_p/V_s corresponden a volcanes con actividad escasa o nula (García *et al.*, 2019). Por su parte las variaciones en la relación V_p/V_s para el sector correspondiente a la Placa de Cocos, podría interpretarse como una consecuencia de su heterogénea composición. En esta zona de tiene corteza oceánica formada en la dorsal del Pacífico oriental al Norte, centro de apertura de las Galápagos al Sur (Hoernle *et al.*, 2008).

El perfil M-M' (Figura 49) presenta velocidades V_p y V_s para la corteza de 6,07 km/s y 3,4 km/s y 7,57 km/s y 4,35 km/s a nivel de manto litosférico. Este perfil muestra una subducción definida por la sismicidad con un ángulo de $\sim 32^\circ$ hasta 70 km y $\sim 72^\circ$ hasta

150 km. Estos valores son consistentes a los presentados por Dinc *et al.* (2011) y denota una disminución gradual en ángulo de subducción hacia el Sur asociado a irregularidades en el tope de la placa subductante (Fischer *et al.*, 2000; Husen *et al.*, 2003). Del mismo modo, la losa es reflejada como una zona de altas velocidades de anomalías Vs. No obstante, una zona de bajas velocidades es observadas entre 30 y 70 km sobre la losa de subducción interpretada. La explicación de esta anomalía podría estar relacionada con la esquina de la cuña mantelar (Dinc *et al.*, 2011). Una disminución de ~6% de anomalías de ondas P y 8% en anomalías de ondas S son consecuencia de los procesos de fusión parcial que se llevan a cabo en esta zona. Si bien este fenómeno se da entre profundidades de 80 y 100 km, las fallas generadas por la flexión de la placa facilitan el transporte de los fluidos y deshidratación de la losa, permitiendo que este proceso se lleve a cabo a una menor profundidad (Gerya *et al.*, 2006).

El perfil N-N' (Figura 49) abarca la cadena volcánica de Costa Rica en donde las velocidades para la corteza se ubican en una media de 6 km/s y 3,2 km/s y en el manto estas son de 7,4 km/s y 3,98 km/s. Es importante resaltar que estas velocidades se ven disminuyen por las altas temperaturas inherentes a la actividad volcánica de la zona (Koulakov *et al.*, 2012). Las zonas de bajas velocidades de anomalías Vp y Vs se ubican precisamente bajo las estructuras volcánicas de actividad reciente. Tal comportamiento es más acentuado en Vs debido a su sensibilidad a los cambios de temperatura (Koulakov *et al.*, 2012; García *et al.*, 2019). Este mismo comportamiento es sustentado por la relación Vp/Vs donde las bajas velocidades corresponden a máximos en relación Vp/Vs, de forma que se confirma la presencia de una importante alteración de temperaturas hasta ~60 km.

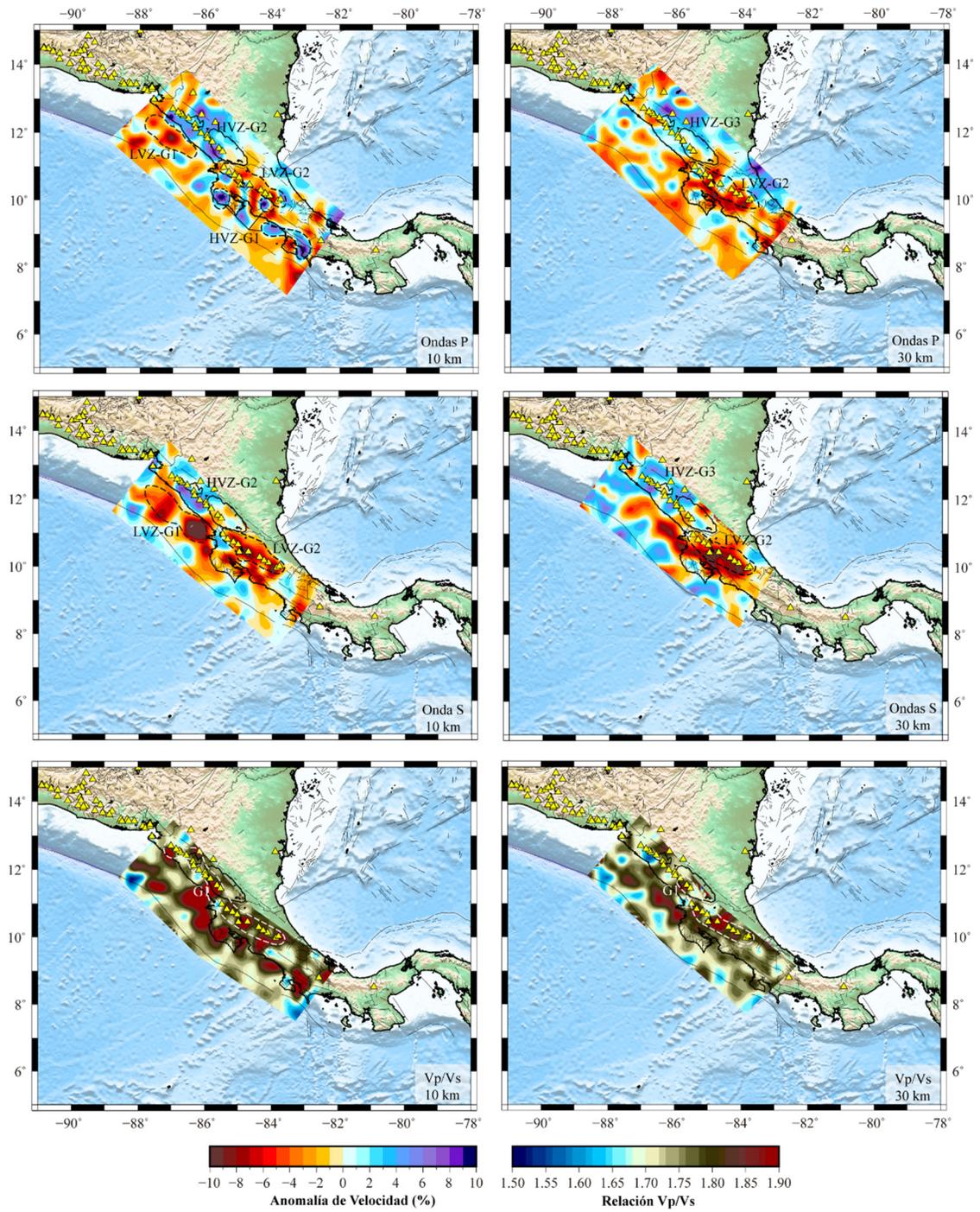


Figura 48. Secciones horizontales de anomalías Vp, Vs y relación Vp/Vs para la ventana 7.

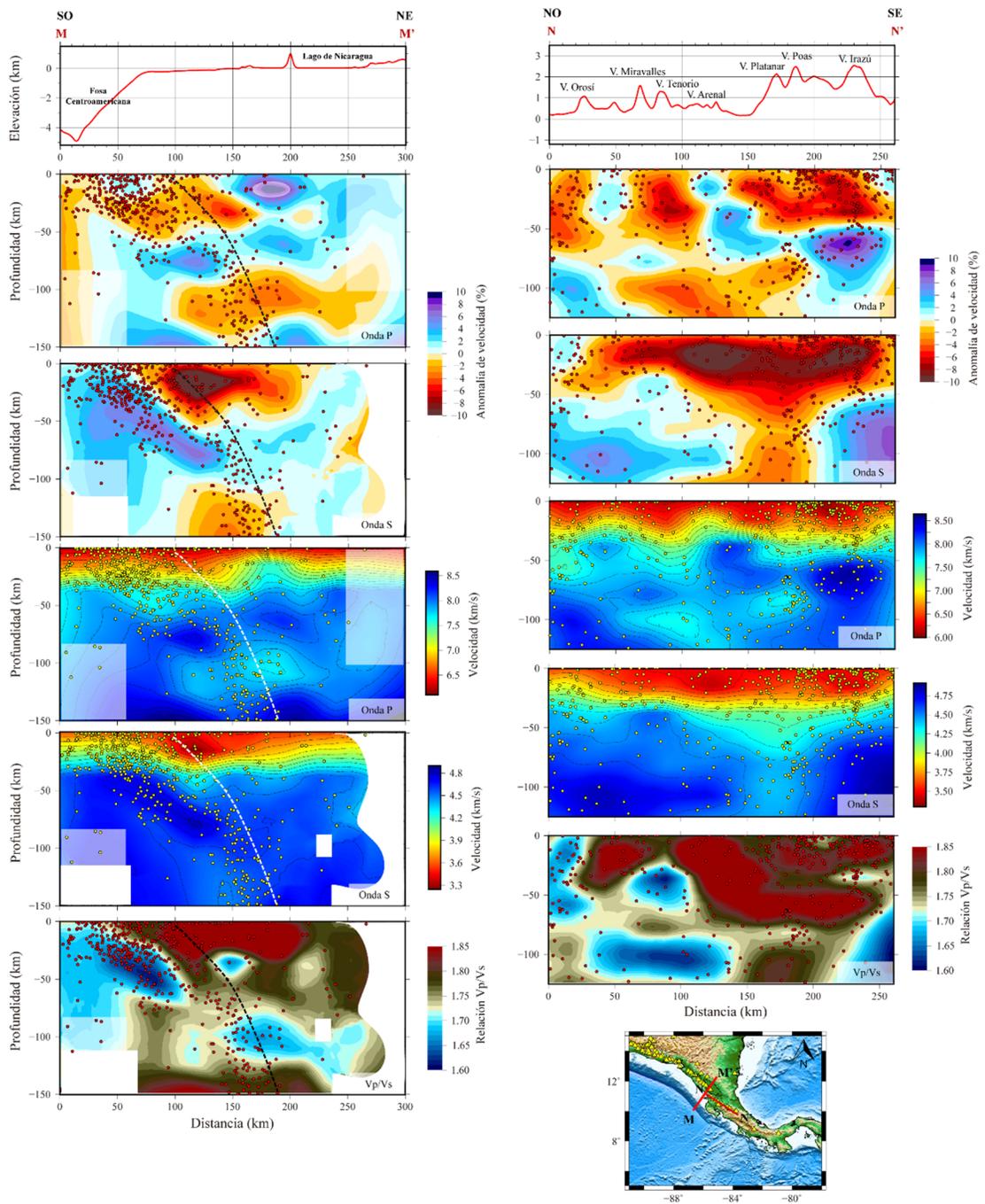


Figura 49. Secciones verticales de anomalías Vp, Vs, relación Vp/Vs y velocidades absolutas para los perfiles M-M' y N-N'.

5.2.9 Interpretación conjunta

5.2.9.1 Cadenas montañosas

Las cadenas montañosas de Venezuela y Colombia presentaron zonas de bajas velocidades. Sin embargo, estas poseen características estructurales diferentes a las cuales se asocian dichas anomalías. Las zonas de bajas velocidades en las cordilleras Occidental y Central de los Andes colombianos se asocian principalmente a los volcanes activos que involucra una zona de ruptura litosférica de la placa de Nazca que generan zonas con altas temperaturas a nivel cortical, mientras que, la cordillera Occidental colombiana no involucra volcanismo activo pero estas bajas velocidades podrían asociarse a zonas con alto gradiente geotérmico y a deformación cortical generado por fallas (Vargas *et al.*, 2007). En Venezuela, la ausencia de volcanismo permite asociar las zonas de bajas velocidades con el sistema de fallas que atraviesa la cordillera.

Cabe destacar que también la Serranía del Interior Oriental, y las Cordilleras de Puerto Rico coinciden en presentarse como zonas de bajas velocidades a niveles corticales. Por lo tanto, estas cadenas montañosas, junto a los Andes de Mérida, pueden considerarse como un claro ejemplo para sustentar la presencia de zonas de bajas velocidades en cordilleras no volcánicas. Estudios previos de tomografías de ondas superficiales en el Oriente de Venezuela realizados por Sánchez (2017) y Castro (2017), indican la presencia de zonas de bajas velocidades asociados al debilitamiento de la corteza por acción del sistema de fallas de El Pilar, por otra parte, Londoño *et al.* (2010) identificaron zonas de bajas velocidades cercanas a Cúcuta, relacionadas al sistema de fallas de Boconó, Mientras que autores como Raouf *et al.* (2017) establecieron que la presencia de zonas de fallas y un alto grado de fracturamiento en las rocas que componen los sistemas montañosos no volcánicos, propician la presencia de anomalías negativas. Dicho esto, se podría considerar que los complejos sistemas de fallas que atraviesan dichos orógenos son los principales responsables de estas zonas

de bajas velocidades. Por lo que, los resultados obtenidos para este tipo de estructuras contribuyen a la identificación de tales zonas de fallas y su extensión en profundidad.

5.2.9.2 Zonas de subducción

Las zonas de subducción en los extremos Este y Oeste del cinturón Circuncaribeño fueron observadas con distintas anomalías. La losa de subducción de la corteza del Atlántico en el Oriente de Venezuela, fue identificada como zonas de altas velocidades en las secciones horizontales de 90 y 100 km de profundidad. La geometría y ubicación de esta estructura se asemeja a las planteadas por VanDecar *et al.* (2003), Bezada *et al.* (2010) y Masy *et al.* (2014), no obstante, la resolución entre 90 y 100 km permitió observar la losa con un mayor detalle que en los estudios antes mencionados. Esta resalta como anomalías positivas debido a la menor temperatura de dicho cuerpo en relación al manto litosférico adyacente. La losa correspondiente a la placa Norteamericana también se observa como zonas de altas velocidades en Puerto Rico, no obstante, las secciones verticales no muestran una geometría clara de esta estructura, debido a que la misma losa es la generadora de los eventos utilizados, de manera que los rayos no la atraviesan. Las secciones verticales trazadas en Centroamérica y las Antillas Menores mostraron zonas de bajas velocidades, resaltando principalmente los procesos de deshidratación que dan lugar a la fusión parcial del material que posteriormente forma parte de las estructuras magmáticas. Autores como Dinc *et al.* (2011) y Paulatto *et al.* (2017) han identificado dichas zonas de hidratación de la cuña mantelar como bajas velocidades V_p y V_s a profundidades de 35 y 75 km en Centroamérica y 40 y 100 km en las Antillas Menores, lo que permite un incremento considerable de las temperaturas para estas profundidades que a su vez condiciona la velocidad de las ondas. La característica que comparten las losas de subducción identificadas, es una elevada relación V_p/V_s ; la sensibilidad de este parámetro ante la presencia de fluidos y altas temperaturas permite caracterizar estas estructuras a partir de la identificación de zonas de elevada relación V_p/V_s .

En el extremo Sur del cinturón Circuncaribeño se observaron respuestas similares para el nido de Bucaramanga, y el nido de Paria. Las secciones verticales exhiben acentuadas zonas de altas velocidades justo donde se ubica la mayor cantidad de eventos. Birch (1960) asocia esta respuesta en el nido de Bucaramanga con los procesos de mineralización del piroxeno y la formación de harzburgitas como parte de los residuos de la fusión parcial. Sin embargo, para el nido sísmico de Paria no se ha reportado un proceso similar, que explique tal respuesta. En este caso Masy *et al.* (2014) relaciona las altas velocidades directamente con la losa de subducción de la placa Suramericana. Si bien los estudios realizados en estas zonas no han logrado dilucidar por completo los procesos que se llevan a cabo en profundidad, los resultados obtenidos son consistentes con la presencia de la losa de subducción de la placa Suramericana, además la posible presencia material fundido sobre la zona de mayor actividad sísmica sustentan la ruptura litosférica a mayor profundidad.

5.2.9.3 Arcos volcánicos

Las secciones volcánicas de Guatemala, El Salvador y Costa Rica mantienen anomalías negativas independientemente del tiempo de inactividad (Figura 50), es decir que edificios volcánicos que no han tenido actividad registrada durante los últimos 10000 años, mantienen una respuesta típica de zonas volcánicas activas. Comparando esta respuesta con la obtenida para la sección volcánica de Nicaragua, resalta que, a pesar de encontrarse en el cinturón volcánico de Centroamérica, su respuesta se distingue por presentar anomalías positivas. En este sentido, la Figura 50 permite detallar que al menos un 60% de los volcanes de Nicaragua no han presentado actividad durante el Holoceno. Además, dicha respuesta se encuentra conjugada a las condiciones geológicas particulares que diferencian el territorio nicaragüense del resto de Centroamérica, en donde destaca una sección del bloque Chortis compuesto por rocas ultramáficas xenolíticas (Baumgartner *et al.*, 2008). Por su parte, los volcanes pertenecientes al arco de las Antillas Menores se muestran de forma agrupada evidenciando afinidades en la edad de las últimas erupciones de cada uno de ellos, posicionándose en las zonas de bajas velocidades. Tal comportamiento es cónsono con

la actividad volcánica responsable de las elevadas temperaturas a niveles corticales. Este resultado también es análogo con los volcanes correspondientes a la sección norte de la cadena volcánica de Colombia, recalando su condición de potencialmente activos.

La relación V_p/V_s presenta un rango entre 1,6 y 1,9 donde los altos valores ($\geq 1,75$) son relacionados a la presencia de fluidos y zonas de fusión parcial (Figura 50), mientras que los valores menores a 1,75 son asociados a la presencia de acumulaciones masivas de gases (Takei, 2002). Los arcos volcánicos en cuestión, exponen distintas etapas del proceso de transformación de fase de los fluidos de estado líquido a gaseoso (García *et al.*, 2019). Es importante resaltar que, si bien las anomalías V_p y V_s no respaldan la presencia de cámaras magmáticas en Nicaragua, los valores de relación V_p/V_s permiten evidenciar la posible presencia de las mismas, esto es posible, debido a la sensibilidad que posee este parámetro ante la presencia de líquidos y elevadas temperaturas.

La relación entre anomalías V_p y V_s muestra una tendencia que define una agrupación de datos que incrementan su valor de relación de anomalías (Figura 50), a razón del aumento de los años. Dicho esto, es preciso considerar que las ondas S presentan una mayor sensibilidad a los cambios de temperaturas, por lo que se puede plantear que los datos agrupados entre los primeros 10 años responden a zonas de elevadas temperaturas que coexisten con cámaras magmáticas activas. Asimismo, el incremento progresivo de la relación de anomalías es acorde con una menor temperatura bajo el edificio volcánico, lo cual es cónsono con el tiempo de inactividad. Es importante destacar la presencia de volcanes con 10000 o más años de inactividad, que poseen valores bajos para esta relación, este comportamiento podría estar asociado a la permanencia de cámaras magmáticas activas en volcanes que no han tenido aún actividad en Centroamérica y las Antillas Menores, lo que deja en evidencia la consistente actividad interna en los volcanes de dichos arcos. Los valores negativos son el resultado de una disparidad en el signo de las anomalías, estos volcanes corresponden principalmente a Nicaragua, los cuales se diferencian por las condiciones geológicas ya mencionadas.

En definitiva, la mayoría de los casos mostraron respuestas que respaldan la posible permanencia de cámaras magmáticas en zonas actividad volcánica ausente durante los últimos 10000 años, de igual forma sólo la relación entre anomalías Vp y Vs permitió obtener una tendencia clara que relacionar dicha propiedad con el posible estado de las cámaras magmáticas. Sin embargo, es importante considerar que los complejos procesos que se llevan a cabo bajo los edificios volcánicos y las características geológicas de cada zona de estudio impiden en muchos casos obtener una respuesta única que caracterice los volcanes de distintas zonas a partir de sus anomalías de velocidades (Lees, 2007; Koulakov *et al.*, 2012).

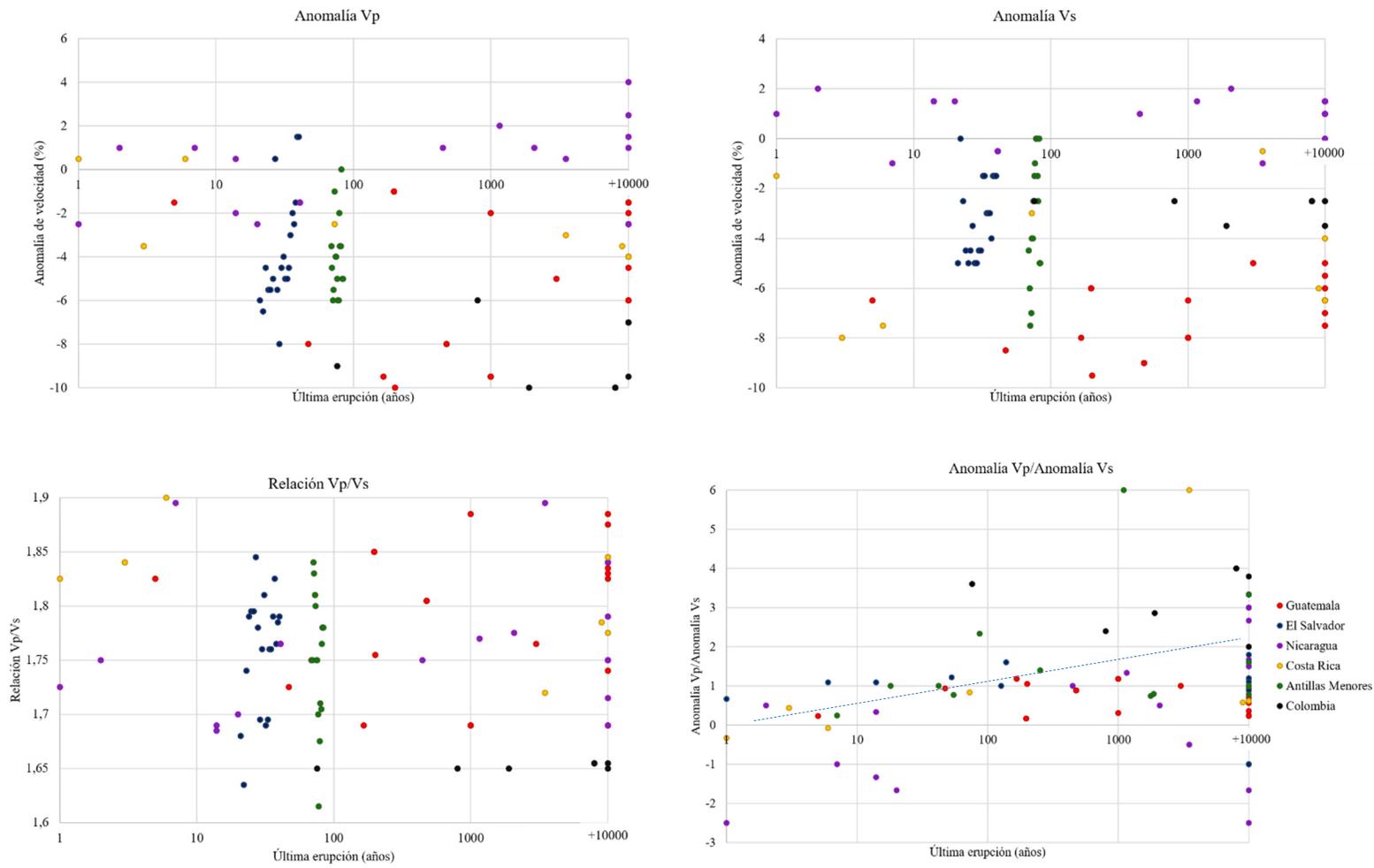


Figura 50. Gráfico última erupción de cada volcán vs anomalía Vp, Vs, relación Vp/Vs y anomalía Vp/anomalía Vs.

5.2.9.4 Estructuras sismogénicas

Las estructuras sismogénicas en Colombia se encuentran en diferentes estructuras geológicas. De manera general estas se distribuyen en sismos asociados a los principales sistemas de fallas, la subducción de Nazca y el nido de Bucaramanga (Figura 51). Los eventos superficiales se asocian a los límites de grandes unidades morfo-estructurales que caracterizan las cordilleras colombianas, las cuales involucran importantes sistemas de fallas (Alvarado y Daza, 2005). Sin embargo, la sismicidad mostrada en la Figura 51 indica a la zona de subducción de la placa de Nazca y el nido de Bucaramanga como las zonas de mayor potencial sismogénico. Desde la costa oeste se observa un aumento progresivo de la profundidad de los eventos hacia la zona continental, en donde la placa de Nazca converge con una velocidad de aproximadamente 7 cm/año (Taboada *et al.*, 1998). La sismicidad costa afuera hacia el océano pacífico muestra importantes variaciones de Sur a Norte. Entre las latitudes 2° y 3,5° N los eventos se relacionan con la interacción de la corteza oceánica subducida con la placa Suramericana. Mientras que hacia el Norte los eventos se encuentran asociados a los sistemas de fallas que afectan la corteza en la costa pacífica. Los sismos asociados a la subducción de la placa de Nazca se continúan observando hasta la cordillera Occidental, donde alcanzan profundidades de ~100 km. La sismicidad a profundidades mayores de 60 km se concentra principalmente en el nido de Bucaramanga, donde se plantean mecanismos como la interacción entre las losas de la placa de Nazca y Caribe (van der Hilst y Mann, 1994; Taboada *et al.*, 2000), una extrema flexión de la losa (Cortés y Angelier, 2005) o un desgarramiento litosférico (Corredor, 2003) que son los responsables de la constante ocurrencia de eventos.

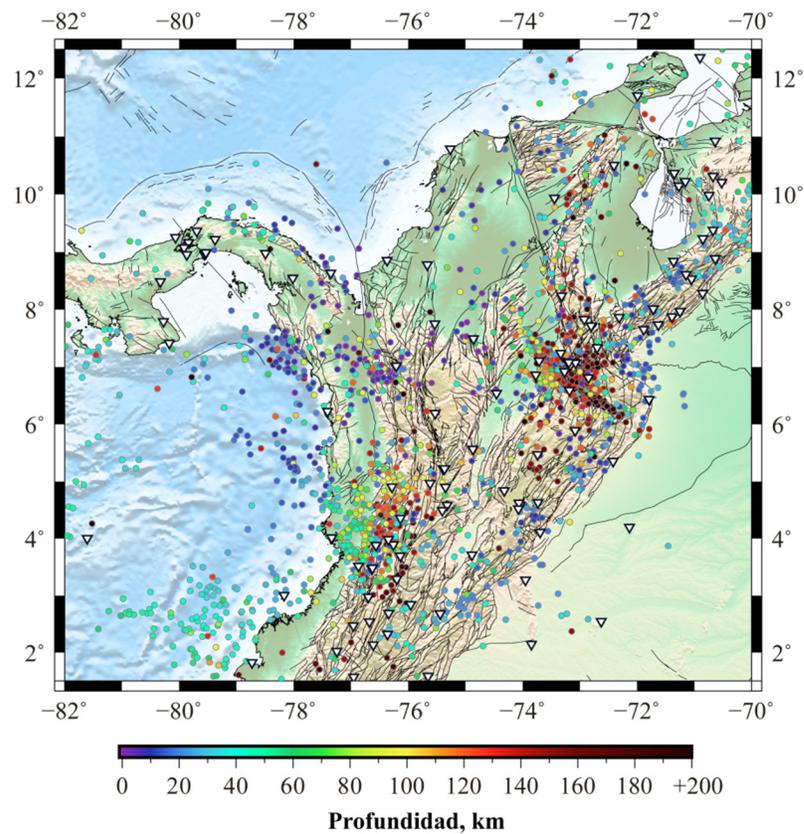


Figura 51. Mapa de estaciones y eventos relocados de la ventana 1.

La sismicidad al Occidente de Venezuela tiene al sistema de fallas de Boconó como su principal fuente sismogénica, evidenciada por la disposición de los eventos a lo largo de dicha estructura (Figura 52). Ésta se prolonga desde el piedemonte de los llanos Colombianos hasta el sistema San Sebastián-El Pilar, con un movimiento transcurrente dextral (Audemard, 2003). El rango de profundidad de los eventos (0 a 20 km) sustenta la actividad cortical que se distribuye en al menos tres segmentos activos, cuyo movimiento se transfiere a otras fallas sub-paralelas (Audemard y Audemard, 2002). Los escasos y dispersos eventos de profundidades mayores a 30 km, podrían estar relacionados a la interacción entre el bloque de Maracaibo y la placa Suramericana. Mientras y la sismicidad profunda observada al SO corresponde al nido de Bucaramanga.

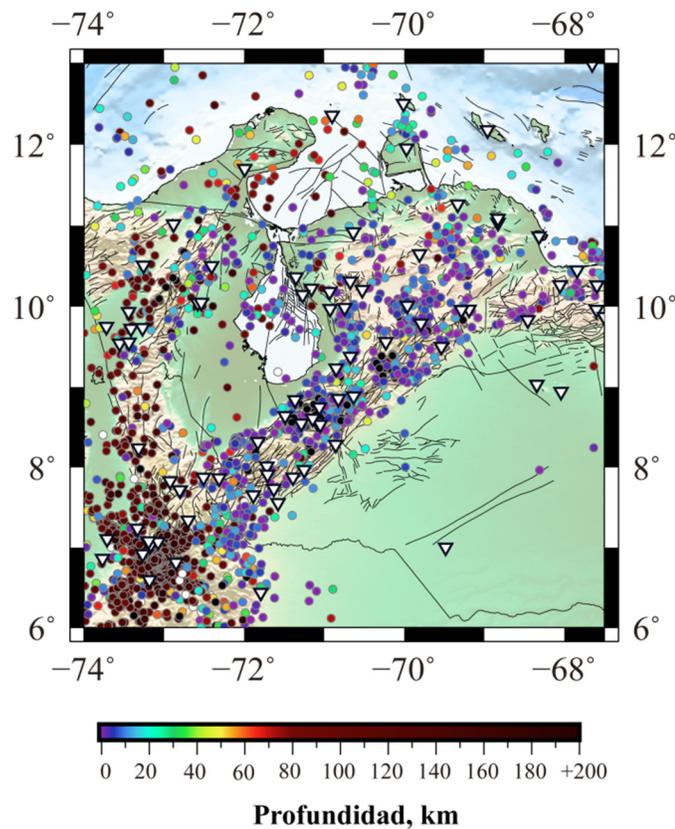


Figura 52. Mapa de estaciones y eventos relocados de la ventana 2.

En el Oriente de Venezuela las estructuras sismogénicas interpretadas a partir de los eventos relocados se distribuyen principalmente en dos zonas. Los eventos ubicados al Norte de la Serranía del Interior Oriental se encuentran en profundidades de 0 a 20 km, éstos, se concentran a lo largo de la falla de El Pilar (al Este), hasta el golfo de Paria, en donde ubican las fallas de Los Bajos y Soldado (Figura 53). La falla de El Pilar alcanza una profundidad entre 10 y 12 km (Romero *et al.*, 1998) y sus mecanismos focales sustentan que la actividad se encuentra restringida a la corteza superior e indican un desplazamiento transcurrente dextral (Speed y Laurie, 1991; Russo *et al.*, 1993; Audemard, 2006). La sismicidad a profundidades mayores de 20 km se ubica al Norte de la península de Paria y el extremo Sur del arco de las Antillas Menores (Figura 54). En esta zona se observa un aumento progresivo de las profundidades hipocentrales de Este a Oeste, de manera que los eventos más profundos coinciden con el nido sísmico de Paria, el cual se puede observar en los sismos

representados en los perfiles D-D' y E-E', donde se evidencia la concentración de eventos a partir de ~40 km de profundidad, indicando la segmentación de la losa de subducción bajo la península de Paria.

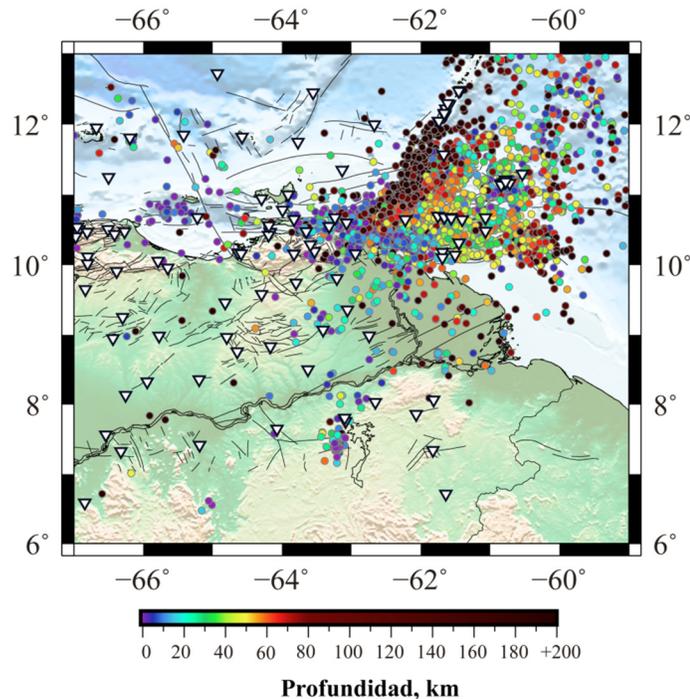


Figura 53. Mapa de estaciones y eventos relocalizados de la ventana 3.

En la Antillas Menores, el incremento en dirección E-O de la profundidad de los eventos define la losa de subducción de la corteza de atlántico (placa Norteamericana y Suramericana; Figura 54). La tasa de convergencia es de aproximadamente 3,7 cm/año, siendo este un caso particular donde la corteza oceánica más antigua la que subduce (Bouysse, 1990). Los eventos con profundidades menores a 50 km poseen mecanismos focales relacionados a esfuerzos compresivos, los cuales se asocian al proceso de subducción. Los eventos más profundos indican un fallamiento normal debido a la flexión de la losa, la cual alcanza un ángulo de $\sim 50^\circ$ (Wadge y Shepherd, 1984). A partir de la latitud 14° N se observa una distinción en cuanto a la cantidad de eventos en el arco de islas, hacia el Norte el potencial sismogénico es mucho mayor que al Sur, que además se relaciona con un ángulo de subducción más abrupto que se reduce hacia el Sur.

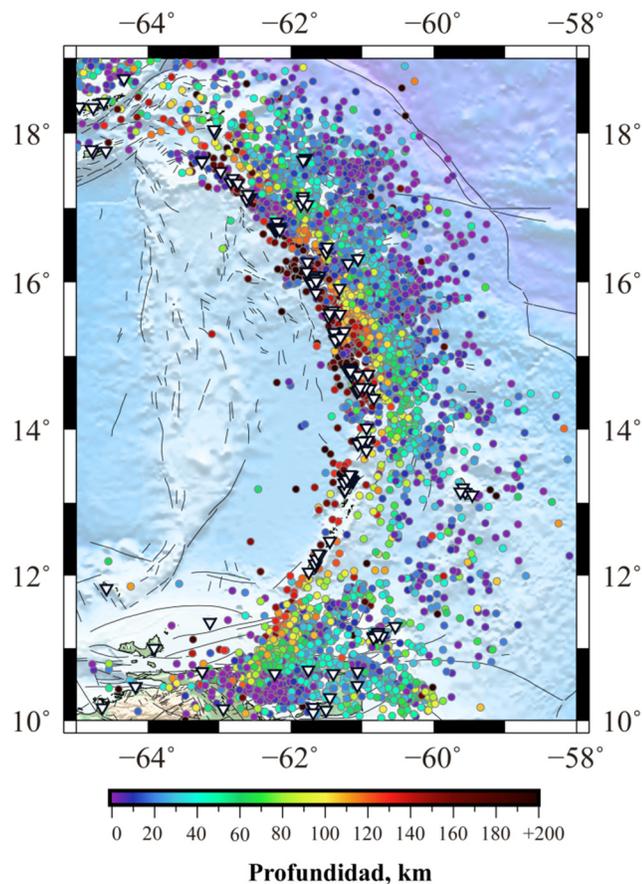


Figura 54. Mapa de estaciones y eventos relocalizados de la ventana 4

La sismicidad en Puerto Rico y sus alrededores se concentra entre 0 y 40 km de profundidad (Figura 55). Estos eventos tienen como principal estructura sismogénica a la subducción oblicua de la placa Norteamericana, la cual converge a razón de 2 cm/año (DeMets *et al.*, 2001). La agrupación de eventos al Norte de las islas Vírgenes responde a una posible zona de ruptura litosférica, tal y como ha sido interpretada anteriormente mediante batimetría, gravimetría, anisotropía y geodesia (ten Brink, 2005; ten Brink y López-Venegas, 2012; Meighan y Pulliam, 2013). El perfil J-J' no muestra de forma clara la geometría de la losa de subducción por medio de los eventos, esto se debe a que en la sección se ven reflejados los sismos de distintos mecanismos sismogénicos. Meighan *et al.* (2013) proponen que la losa sufre una extensión paralela a la dirección de la subducción, generando ejes de tensión perpendiculares a la fosa de Puerto Rico,

mientras que los eventos más profundos responden al proceso de *roll back* de la losa correspondiente a la placa Norteamericana.

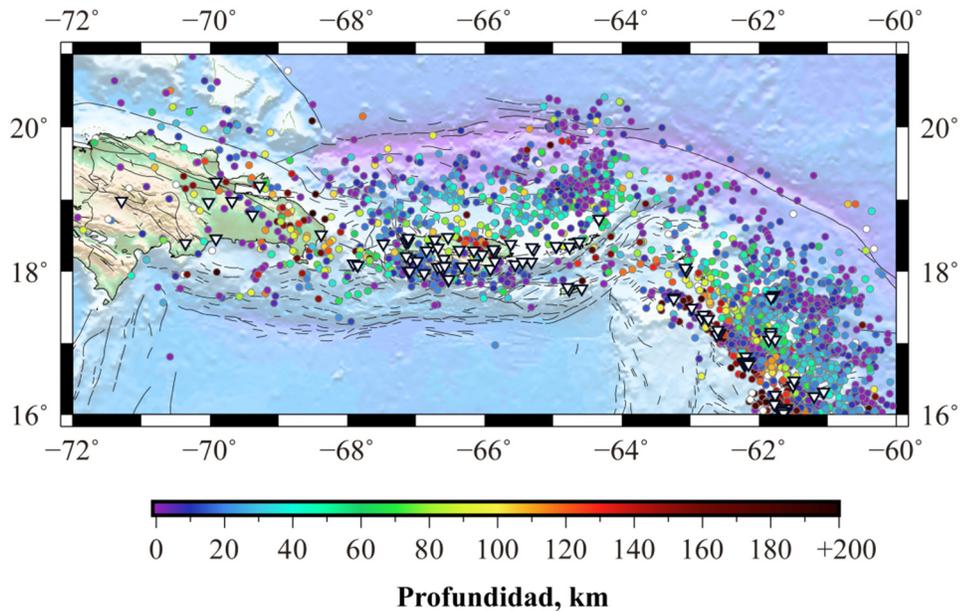


Figura 55. Mapa de estaciones y eventos relocados de la ventana 5.

Los eventos relocados para Centroamérica muestran el incremento progresivo de la profundidad de los hipocentros definiendo la losa de subducción de la placa de Cocos (Figura 56). Ésta converge en dirección NE a unos 7-8 cm/año (DeMets *et al.*, 1990) y representa la principal estructura sismogénica de la zona. Los eventos entre 0 y 20 km se ubican cercanos a la fosa centroamericana, entre 40 y 80 km se ubican a lo largo de la línea de costa, mientras que los eventos más profundos se encuentran en la zona continental. La actividad interplaca e interplaca de esta estructura ha sido identificada por Dean y Drake (1978), y queda reflejada en los eventos representados en el perfil K-K' con un ángulo de $\sim 43^\circ$.

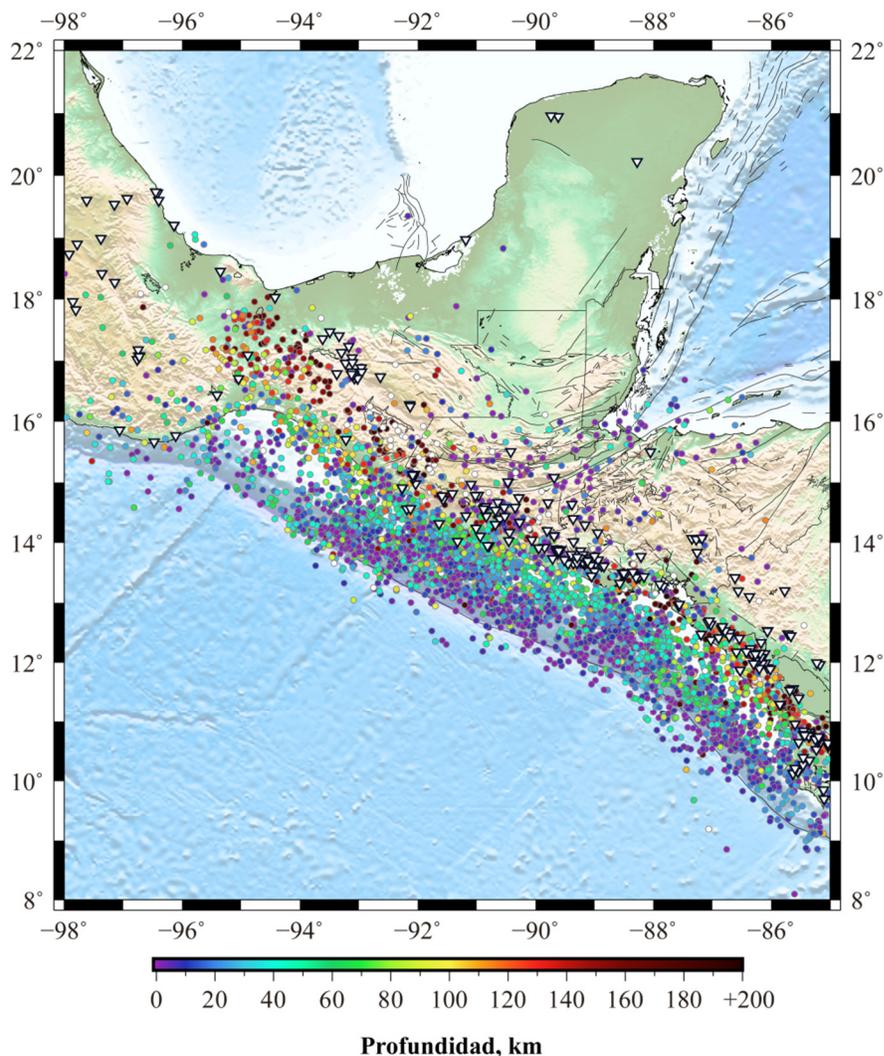


Figura 56. Mapa de estaciones y eventos relocados de la ventana 6.

En la zona de Nicaragua y Costa Rica la losa en subducción de la placa de Cocos sigue presentándose como la principal estructura sismogénica (Figura 57), y refleja una disminución del ángulo de subducción hacia el Sur, tal y como lo indica el perfil M-M' ($\sim 32^\circ$ hasta 70 km y $\sim 72^\circ$ hasta 150 km). En este segmento los altos batimétricos forman zonas de asperezas que, al subducir, producen cambios en el plano de subducción (Fischer *et al.*, 2000; Husen *et al.*, 2003). Entre Nicaragua y Panamá la sismicidad se reduce hasta profundidades menores de 7 km (Sallares *et al.*, 1999). Los mecanismos focales indican un fallamiento normal en los primeros 10 km, y fallamiento inverso entre 15 y 50 km, mientras que a profundidades mayores de 50 km

se observan con mayor frecuencia sismos intraplaca (Güendel y Protti, 1998). Estos son generalmente de fallamiento normal, y también dependen de las altas presiones y temperaturas al introducirse la placa oceánica en el manto litosférico. Así pues, la escasa presencia de sismos interplaca en comparación con la México, Guatemala y El Salvador responde a un acoplamiento débil y una corteza continental más frágil.

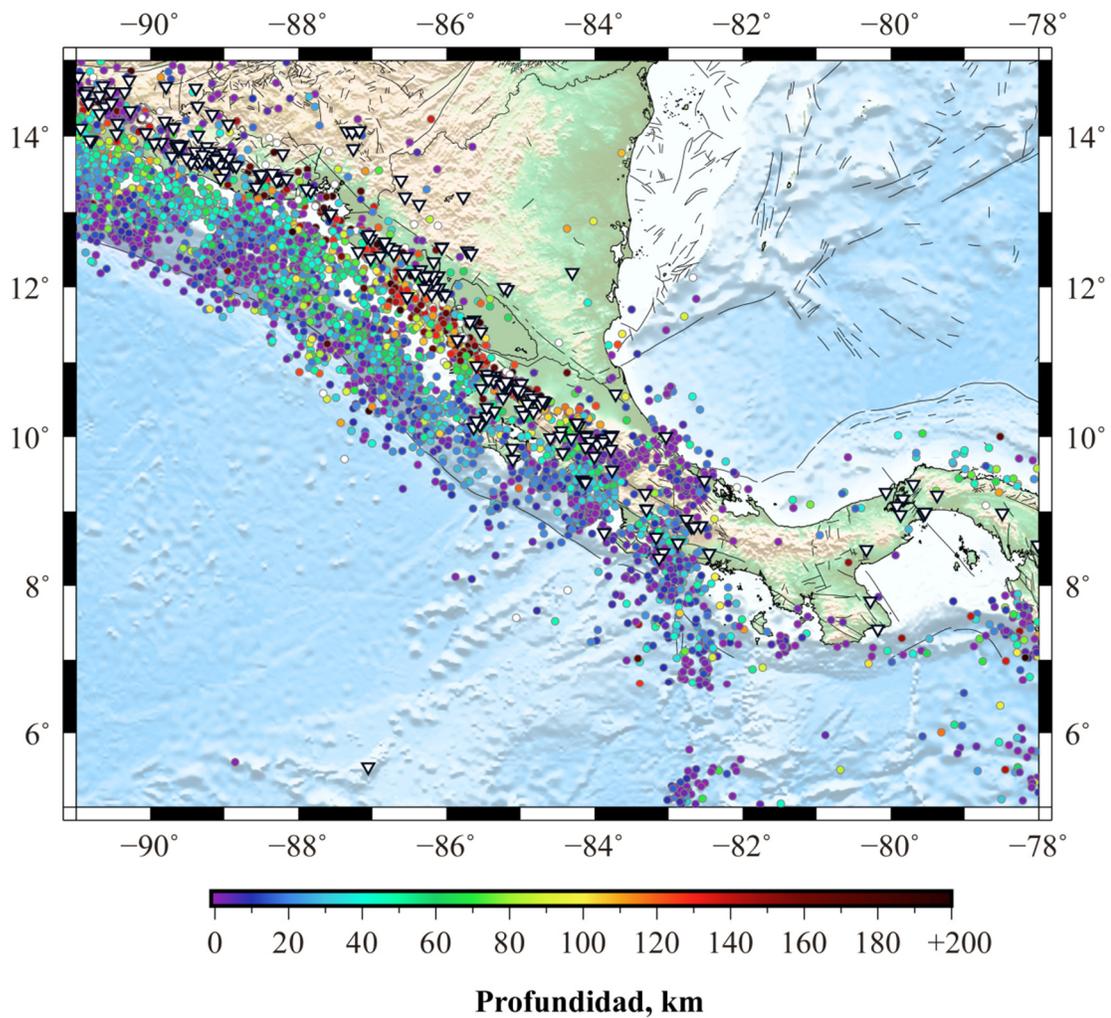


Figura 57. Mapa de estaciones y eventos relocalizados de la ventana 7.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Se realizaron tomografías de sismos locales en 7 zonas alrededor del Cinturón Circuncaribeño. El estudio de las velocidades de las ondas sísmicas (P y S) y sus anomalías permitieron interpretar los siguientes rasgos a nivel litosférico:

- Los modelos 1D de velocidades obtenidos para cada zona de estudio, presentaron una correcta relación con respecto a las características de geológicas en los primeros 30 km de profundidad, así pues, a mayor profundidad, las heterogeneidades laterales en las zonas de subducción y volcanismo activo son las principales responsables de las discrepancias de dichos modelos en relación al inicial y al AK135. Particularmente, en Venezuela, los modelos del Occidente y Oriente mostraron discrepancias con las velocidades planteadas por modelos de Bosch (1997) y FUNVISIS. No obstante, al considerar las bases de datos utilizadas, los errores RMS, la geología de cada zona y la profundidad de la discontinuidad de Moho, los modelos obtenidos presentan una mejor aproximación de las velocidades.
- Las velocidades de ondas corpóreas alrededor del cinturón Circuncaribeño se ven condicionadas principalmente por las heterogeneidades laterales características de los límites de placas. En la región de Centroamérica las V_p y V_s presentaron los valores más bajos, en comparación con otras zonas continentales, tal comportamiento es consistente con zonas de subducción y volcanismo activo. Por el contrario, los valores más elevados fueron encontrados para las zonas que comprenden Puerto Rico y las Antillas Menores, en este caso, estos fueron concordantes a las características propias de la corteza oceánica, ya que esta predomina en dichas zonas.

- Las zonas de bajas velocidades fueron constantes en zonas montañosas como los Andes de Mérida, la Serranía de Interior Oriental y las cordilleras de Puerto Rico. Estas no poseen actividad volcánica y presentan importantes sistemas de fallas que permiten un importante fracturamiento a nivel cortical, por lo que se podría considerar que tales condiciones favorecen la presencia de zonas de disminución de las velocidades, tal y como se han registrado otros sistemas montañosos alrededor del mundo.
- La losa de subducción de la corteza del Atlántico en el Oriente de Venezuela, fue identificada como una zona de altas velocidades, cuya ubicación y geometría se detalla con más precisión en comparación con estudios anteriores. Por otra parte, las losas de subducción en las Antillas Menores y Centroamérica mostraron zonas de bajas velocidades, las cuales podrían estar asociadas a los procesos de deshidratación de la losa de subducción, que da lugar a la fusión parcial característica de la cuña mantelar.
- Se pudo establecer una relación lineal entre las anomalías de velocidades y el tiempo de inactividad de los volcanes. Es decir, que se observó una tendencia que asocia los volcanes de actividad más reciente principalmente con anomalías negativas de V_s , las cuales disminuyen su amplitud según aumentan los años de inactividad del volcán. No obstante, se presentaron casos particulares concernientes a las variantes en las características geológicas de cada zona y las distintas etapas de los procesos de transformación de fase de los fluidos presentes en las cámaras magmáticas.
- La identificación de las estructuras sismogénicas alrededor del cinturón Circuncaribeño reafirman la complejidad tectónica en los límites de la placa Caribe. Los eventos relocalizados permitieron identificar los sistemas de fallas, la subducción de la placa de Nazca y el nido de Bucaramanga, como las principales estructuras sismogénicas de Colombia. En Venezuela estas fueron

asociadas a los sistemas de fallas transcurrentes dextrales de Boconó y El Pilar, y la zona de ruptura litosférica debajo de la península de Paria. Asimismo, en las Antillas Menores se observó que los eventos representan claramente la profundidad de la losa de subducción y un mayor potencial sismogénico en la zona norte, donde el ángulo de subducción es más abrupto. En Puerto Rico, la estructura sismogénica obedece a la subducción oblicua de la placa Norteamericana y una posible zona de ruptura litosférica al Norte de las islas Vírgenes. Finalmente, en Centroamérica los eventos se distribuyen a lo largo del margen convergente entre las placas de Cocos y Caribe, en esta zona la ocurrencia de eventos disminuye hacia el Sur, coincidiendo con el descenso del ángulo de subducción.

Se recomienda utilizar una base de datos que involucre un mayor número de eventos y estaciones, de manera que se pueda obtener resultados para las zonas del cinturón Circuncaribeño que no pudieron ser contempladas en este estudio (Jamaica, La Española y Panamá). Del mismo modo, una base de datos más extensa permitiría incrementar la resolución, especialmente para profundidades mayores a 100 km. Igualmente es importante considerar la presencia de los nodos (Parametrización), para así facilitar la identificación de artefactos que puedan dificultar la interpretación. En definitiva, se considera conveniente realizar una integración ya sea con otros métodos sismológicos o métodos potenciales, dado que, favorecería la identificación de estructuras, y por ende la reducción de los errores e incertidumbre que involucra esta etapa.

Finalmente, el uso de tomografías de sismos locales permitió identificar importantes estructuras litosféricas alrededor de las zonas de mayor actividad sísmica del Cinturón Circuncaribeño. Por lo tanto, la óptima correlación entre las anomalías de velocidades con las estructuras y procesos geológicos hacen de este método una herramienta recomendable para futuros estudios en zonas sísmicamente activas.

BIBLIOGRAFÍAS

- Abers, G. A., Plank, T., y Hacker, B. R. (2003). The wet Nicaraguan slab. *Geophysical Research Letter*, 30, 70-71.
- Aggarwal, Y. (1983). Seismic gaps and earthquake hazard in Venezuela. *Proceedings of Simposio Neotectonica, Sismicidad y Riesgo Geológico en Venezuela y el Caribe*, 1, 26. Caracas, Venezuela.
- Aitken, T., Mann, P., Escalona, A., y Christeson, G. L. (2011). Evolution of the Grenada and Tobago basins and implications for arc migration. *Marine and Petroleum Geology*, 28(1), 235–258.
- Aki, K., y Lee, W. H. K. (1976). Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes, A homogeneous initial model. *Journal of Geophysical Research*, 81, 4381-4399.
- Aki, K., Chouet, B., Fehler, M., Zandt, G., Koyanagi, R., Colp, J., Hay, R.G. (1976). Seismic properties of a shallow magma reservoir in Kilauea Iki by active and passive experiments. *Journal of Geophysical Research*, 83(B5), 2273.
- Aki, K., Christoffersson, A., y Husebye, E. (1977). Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 8, 277-296.
- Aloisi, M., Cocina, O., Neri, G., Orecchio, B., y Privitera, E., (2002). Seismic tomography of the crust underneath the Etna Volcano, Sicily. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 134 (3–4), 139–155.
- Altez, R., y Audemard, F.A. (2008). El sismo de 1962 en Cumaná: Aportes para una nueva historia sísmica del Oriente venezolano. *Boletín técnico IMME*, 46(2).
- Alvarado, A. y Daza, R. (2005). Caracterización de Fuentes Sismogénicas. Informe N° 1-8, Instituto colombiano de Geología y Minería.
- Arnaiz-Rodríguez, M. S. (2015). La litósfera del Caribe oriental: una visión geofísica integrada. Tesis doctoral. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.
- Arnaiz-Rodríguez, M., y Audemard, F. (2014). Variations in elastic thickness and flexure of the Maracaibo Block. *Journal of South American Earth Sciences*, 56, 251-264.
- Arnaiz, M., Millán, I., y Audemard, F. (2011). Análisis gravimétrico y flexural del occidente de Venezuela. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(3), 420-438.

- Arnaiz-Rodriguez, M., Audemard, F., y Schmitz, M. (2016). La estructura cortical del arco de las Antillas Menores estimada a partir de la técnica de funciones receptoras. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, Publicado en línea.
- Audemard, F. A. (1993). Néotectonique, Sismotectonique et Aléa Sismique du Nord-ouest du Vénézuéla (Système de failles d'Oca-Ancón). Tesis doctoral. Universidad Montpellier II, Montpellier, Francia.
- Audemard, F. A (1997). Paleoseismicity studies on the Oca-Ancón fault system, northwestern Venezuela. *Tectonophysics*, 259(1-3), 67-80.
- Audemard, F. A. (1998). Evolution Géodynamique de la Façade Nord Sud-américaine: Nouveaux apports de l'Histoire Géologique du Bassin de Falcón, Vénézuéla. XIV Caribbean Geological Conference, 2, 327-340. Trinidad y Tobago.
- Audemard, F. A. (2003). Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Mérida Andes, Venezuela. *Quaternary International*, 101-102C, 43-65.
- Audemard, F.A. (2006) Surface rupture of the Cariaco July 09, 1997 earth-quake on the El Pilar fault, northeastern Venezuela. *Tectonophysics* 424, 19-39.
- Audemard, F. A. (2014). Active block tectonics in and around The Caribbean: A review. En: Schmitz, M., Audemard, F. A., y Urbani, F (eds.): El límite noreste de la placa Suramericana – Estructuras litosféricas de la superficie al manto. Editorial Innovación Tecnológica, Facultad de Ingeniería, UCV, 2, 29-77.
- Audemard, F.A., Machette, M., Cox, J., Dart, R., y Haller, K. (2000). Map and Database of Quaternary Faults in Venezuela and its Offshore Regions. US Geological Survey Open-File Report.
- Audemard, F. A, Beck, C., Moernaut, J., De Rycker, K., De Batist, M., Sanchez, J., Gonzalez, M., Sanchez, C., Versteeg, W., Malave, G., Schmitz, M., Van Welden, A., Carrillo, E., Lemus, A. (2006). ¿Qué segmenta sismogenicamente la falla de El Pilar en el golfo de Cariaco en Venezuela Oriental? VII Congreso Venezolano de Sismología e ingeniería sísmica. Caracas, Venezuela.
- Audemard, F.A.; Ollarves, R.; Díaz, G.; Bechtold, M.; Cataldi, A. 2006. El geo-radar como herramienta para la definición de fallas activas: Aplicación en el sector central de la falla de Boconó, estado Mérida, Venezuela. *Revista de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela*, 2, (14): 57–70.
- Audemard, F.E. (1991). Tectonics of Western Venezuela. Tesis doctoral. Rice University, Houston, Texas.

- Audemard, F. E y Audemard, F. A. (2002). Structure of the Merida Andes Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345, 299-327.
- Bachmann, Raik. (2001). The Caribbean plate and the question of its formation. Institute of Geology, University of Mining and Technology Freiberg Department of Tectonophysics
- Banks, T. (1962). Geology of Culebra island, Puerto Rico. Tesis de maestria. Rice University. Houston, Texas.
- Baquero, M. (2015). Evolución geodinámica del noroccidente de Venezuela, basado en nuevos datos de geocronología, geoquímica e isotópicos. Tesis Doctoral, Universidad Central de Venezuela, Escuela de Geología, Minas y Geofísica.
- Baumgartner, P., Flores, K., Bandini, A., Girault, F., y Cruz, D. (2008). Upper Triassic to cretaceous radiolaria from Nicaragua and northern Costa Rica—the Mesquito composite oceanic terrane. *Ofioliti*, 33(1), 1–19.
- Bedoya-González, D.A., Vargas, C.A., y Chicangana, G. (2014). Modelos de Atenuación para una Zona del piedemonte llanero Colombiano utilizando atenuación de ondas coda. *Boletín de Geología*, (36), 91-100.
- Benito, M., Molina, E., Morroquín, G., Escobar, J., Talavera, E., Rojas, W., Climent, A., Camacho, E., Lindholm, C. (2008). Evaluación regional de la amenaza sísmica en Centroamérica. Informe final, Proyecto con América Latina 2008. Universidad Politécnica de Madrid.
- Bernal-Olaya, R., Mann, P., y Vargas, C. (2015). Earthquake, Tomographic, Seismic Reflection, and Gravity Evidence for a Shallowly Dipping Subduction Zone beneath the Caribbean Margin of Northwestern Colombia. *Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean Margin: AAPG Memorias*, 108, 247-270.
- Bezada, M. (2005). Modelado bidimensional de la corteza en la zona de colisión Caribe-Suramérica, región occidental de Venezuela (estados Falcón y Lara). Trabajo especial de grado. Universidad Simón Bolívar. Sartenejas, Venezuela.
- Bezada, M., Schmitz, M., Jácome, M.I., Rodríguez, J., Audemard, F., Izarra, C. y the BOLIVAR Active Seismic Working Group (2008). Crustal structure in the Falcón Basin area, northwestern Venezuela, from seismic and gravimetric evidence. *Journal of Geodynamic*, 45 (4-5), 191-200.
- Bezada, M, Levander A, y Schmandt, B. (2010). Subduction in the southern Caribbean: Images from finite- frequency P wave tomography. *Journal of Geophysics*, 115, 1-3.

- Birch, F. (1960). The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars: 1. *Journal of Geophysical Research*, 65(4), 1083-1102.
- Bird, D. E., Hall, S. A., Casey, J. F., y Millegan, P. S. (1999). Tectonic evolution of the Grenada Basin. En: Mann, P. (ed.) *Caribbean Basins*. Elsevier Science, Amsterdam, *Sedimentary Basins of the World*, 4, 389-416.
- Bording, R., Gersztenkorn, A., Lines, L., Scales, J., y Trietel, S. (1987). Applications of seismic travel-time tomography. *Geophysics Journal*, (90), 285-303.
- Borrero, C., Toro, L., Alvaran, M y Castillo, M. (2009). Geochemistry and tectonic controls of the effusive activity related with the ancestral Nevado del Ruiz volcano, Colombia. *Geofísica internacional*, 48(1), 149-169.
- Bosch, M. (1997). P wave velocity tomography of the Venezuelan region from local arrival times. *Journal of Geophysical Research*, 102(B3), 5455-5472.
- Bouysse, P., (1984). The Lesser Antilles island arc: structure and geodynamic evolution. *En: Biju-Duval, B., Moore, J. (eds.) Initial Reports DSDP, 78A: Washington, U.S. Gov. Printing Office*, 83-103.
- Bouysse, P. (1988). Opening of the Grenada back-arc basin and evolution of the Caribbean plate during the Mesozoic and early Paleogene: *Tectonophysics*, 149, 121-143.
- Bouysse, P., Westercamp, D. y Andreieff, P. (1990). The Lesser Antilles island arc. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results*, 110, 29-44.
- Boynton, C. H., Westbrook, G. K., y Bott, M. (1979) A seismic refraction investigation of crustal structure beneath Lesser Antilles island arc. *Geophysical Journal, Royal Astronomical Society*, 58, 371–393.
- Burbach, G., Frohlich, C., Pennington, W y Matuoto, T. (1984). Seismicity and Tectonics of the Subducted Cocos Plate. *Journal of Geophysical Research*, 89(B9), 7719-7735.
- Burke, K. (1988). Tectonic evolution of the Caribbean. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, 201–230.
- Burov, E. (2011). Rheology and strength of the lithosphere. *Marine and Petroleum Geology*, 28, 1402-1443.
- Byrne, D. B., Suarez, G., y McCann, W. R. (1985). Muertos Trough Subduction-Microplate tectonics in the northern Caribbean. *Nature*, 317, 420–421.

- Calais, E., Mazabraud, Y., Mercier de Lepinay, B., Mann, P., Mattioli, G., y Jansma, P. (2002). Strain partitioning and fault slip rates in the Caribbean from GPS measurements. *Geophysical Research Letters*, 29(18), 1856.
- Campa, M., y Coney, P. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040-1051.
- Cardaci, C., Coviello, M., Lombardo, G., Patane, G., y Scarpa, R. (1993). Seismic tomography of Etna Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 56 (4), 357–368.
- Carr, M.J. (1984). Symmetrical and segmented variation of physical and geochemical characteristics of the Central American volcanic front. *Geology Society of America Bulletin*, 88, 151– 156.
- Carr, M.J., y Stoiber, R.E. (1990). *Volcanism. The Caribbean Region*. Geological Society of America, Boulder, H, 375–391.
- Carr, M., Feigenson, M.D., Patino, L.C., y Walker, J.A. (2003). *Volcanism and geochemistry in Central America: progress and problems*. AGU, Washington, D. C, 138, 153–179.
- Casero, P., J. F. Salel, y A. Rossato. (1997). Multidisciplinary correlative evidences for polyphase geological evolution of the foot-hills of the Cordillera Oriental (Colombia), paper presented at VI Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en las Cuencas Subanadinas, Asociación Colombiana de Geología y Geofísica del Petróleo, Cartagena, Colombia.
- Castejón, B., y Márquez, C. (1986). *Modelo de corteza en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo*. Trabajo especial de grado. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela. 208p
- Castro, D (2017). *Tomografía de ruidos sísmico ambiental con ondas Love en el Oriente de Venezuela*. Trabajo especial de grado. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.
- Cediel, F., Shaw R.P., y C. Cáceres. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean Block, in C. Bartolini, R. T. Buffer, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir*, 79, 815-848.
- Chacín, L., Jácome, M.I. e Izarra, C. (2005). Flexural and gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas-Apure Basin, Western Venezuela. *Tectonophysics*, 405, 155-167.

- Chiarabba, C., Amato, A., Boschi, E., y Barberi, F. (2000). Recent seismicity and tomographic modeling of the Mount Etna plumbing system. *Journal of Geophysics Research*, 105 (5), 10923–10938.
- Chen, W. P., y Molnar, P. (1983). Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications of the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 88(B5), 4183 – 4214.
- Christensen, R. (1961). Geology of the Paria-Araya Peninsula, Northeastern Venezuela. Tesis doctoral. Universidad de Nebraska, Estados Unidos.
- Christensen, N. (1979). Compressional wave velocities in rocks at high temperatures and pressures, critical thermal gradients, and crustal low-velocity zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84 (B12), 6849-6857.
- Christensen, N. (1996). Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101 (B2), 3139-3156.
- Christensen, N. I., y Mooney., W. D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysics Research*, 100, 9761-9788.
- Christeson, G.L., Mann, P., Escalona, A., y Aitken T.J. (2008). Crustal structure of the Caribbean–northeastern South America arc continent collision zone. *Journal of Geophysical Research*, 113(B08104), 1-19.
- Cisneros, L. (2016). Modelado Gravimétrico 2D del Perfil Central del Proyecto GIAME en el Noroccidente venezolano. (Trabajo Especial de Grado), Universidad Simón Bolívar.
- Clark, S.A., Sobiesiak, M., Zelt, C.A., Magnani, M.B., Miller, M.S., Bezada, M.J., Levander, A. (2008). Identification and tectonic implications of a tear in the South American plate at the southern end of the Lesser Antilles. *Geochemistry Geophysics and Geosystems*, 9 (11), Q11004.
- Coffin, M. F., y Eldholm, O. (1994). Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences. *Reviews of Geophysics*, 32(1), 1.
- Colletta, B., F. Hebrard, J., Letouzey., P, Werner, and J. L. Rudkiewicz. (1990). Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross section, in *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*, edited by J. Letouzey, 81–100, Ed.1 Technip, Paris.
- Colletta, B., Roure, F., De Toni, B., Loureiro, D., Passalacqua, H., y Gou, Y. (1997). Tectonic inheritance and structural styles in the Mérida Andes (Western Venezuela). ISAG, St. Malo, Francia.

- Cooper, M.A., Addison, F. T. y Alvarez, R.. (1995). Basin development and tectonic history of the Llanos Basin Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley, Colombia, A.A.P.G. Bulletin., 79:10.
- 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.
- Cortés, M., y Angelier, J. (2005). Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics*, 403, 29–58.
- Cortés, M., Angelier, J., y Colletta, B. (2005). Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. AGU100. *Tectonics*, 24,1. Doi: 10.1029/2003TC001551.
- Crosson, R. S. (1976). Crustal structure modeling of earthquake data, Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters. *Journal of Geophysical Research*, 81, 3036-3046.
- Daal, A., González, A., Hernández, G., y Prieto, G. (1989). Exploración para hidrocarburos en el norte de Monagas. Reporte interno EPHINOM, Comité Interfilial CVP-LGV-IM.
- Dean B. W. y Drake., C. (1978). Focal Mechanism Solutions and Tectonics of the Middle American Arc. *Journal of Geology*, 86, 111-128.
- De Toni, B., y J. Kellogg. (1993). Seismic evidence for blind thrusting of the northwestern flank of the Venezuelan Andes. *Tectonics*, 12(6), 1393–1409.
- Delia Vedova, B., Marson, I., Panza, G. F., y Suhadolc, P. (1991). Upper mantle properties of the Tuscan-Tyrrhenian area: A framework for its recent tectonic evolution. *Tectonophysics*, 195(2-4), 311–318.
- DeMets, C. (2001). A new estimate for present-day Cocos–Caribbean plate motion: implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical Research Letters*, 28, 4043–4046.
- DeMets, C., R. G. Gordon., Argus, D., y Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101, 425-478.
- Dengo, G. (1969). Problems of tectonic relations between Central America and the Caribbean. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, 19, 311–320.
- Dengo, G. y Case, J. E. (1990). The Caribbean Region. *The Geology of North America*. Geological Society of America, 231–260.

- Denyer, P., Alvarado, G. E., y Aguilar, T. (2000). Historia geológica. En Denyer, P., y Kusssmaul, S (Eds.). Geología de Costa Rica. Cartago: Editorial Tecnológica de Costa Rica, 155–167.
- Dhont, D., Monod, B., Hervouet, Y., Backe, G., Klarica, S., y Choy, J. (2012). 3D geological modeling of the Trujillo block: Insights for cristal escape models of the Venezuelan Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 39, 245-251.
- Di Croce, J. (1995). Eastern Venezuela Basin: sequence stratigraphy and structural evolution. Tesis doctoral. Rice University. Houston, Estados Unidos.
- Di Croce, J. D., Bally, A. W., y Vail, P. (1999). Chapter 16 Sequence stratigraphy of the eastern Venezuelan basin. *Caribbean Basins*, 419–476.
- Dinc, A., Koulakov, I., Thorwart, M., Rabbel, W., Flueh, E., Arroyo, I., Taylor, W., Alvarado, G. (2010). Local earthquake tomography of central Costa Rica: Transition from seamount to ridge subduction. *Geophysical Journal International*, (183), 286-302.
- Dinc, A., Rabbel, W., Flueh, E., y Taylor, W. (2011). Mantle wedge hydration in Nicaragua from local earthquake tomography. *Geophysical Journal International*, 186, 99-112.
- Dobrin, B.M. y Savit, C.H. (1988). *Introduction to Geophysical Prospecting*. 4ta ed. Nueva York. McGraw-Hill, 867.
- Dolan, J., Mullins, H., y Wald, D. (1998). Active tectonics of the north-central Caribbean: oblique collision, strain partitioning, and opposing subducted slabs. *Geological Society of America, Special Paper*, 326, 1–61.
- Donnelly, T.W. (1959). *Geology of St. Thomas and St John, Virgin Islands*. Tesis doctoral. Princeton University. Nueva Jersey.
- Donnelly, T.W., Beets, D., Carr, M.J., Jackson, T., Klaver, G., Lewis, J., Maury, R., Schellenckens, H., Smith, A., Wadge, G., Westercamp, D. (1990). History and tectonic setting of Caribbean magmatism. En: Dengo, G. *The Geology of North America, The Caribbean Region*, H, 339 - 374.
- Draper, G., Jackson, T., y Donovan, S. (1994). *Geologic Provinces of the Caribbean Region*, Chapter 1. Publishers Association, Kingston.
- Duerto, L., Escalona, A., y Mann, P. (2006). Deep structure of the Mérida Andes and Sierra de Perijá mountain fronts, Maracaibo Basin, Venezuela. *AAPG Bulletin*, 90(4), 505-528.
- Eberhart-Phillips, D. (1990). Three-dimensional P and S velocity structure in the Coalinga Region, California. *Journal of Geophysical Research*, 95(B10), 15343.

- Edgar, N., Ewing, J., y Hennion, J. (1971). Seismic refraction and reflection in Caribbean Sea. *American Association of Petroleum Geologists*, 55, 833-870.
- Erikson, J. P., Pindell, J. L., y Larue, D. K. (1990). Mid-Eocene–Early Oligocene sinistral transcurrent faulting in Puerto Rico associated with formation of the northern Caribbean plate boundary zone. *Journal of Geology*, 98, 365–384.
- Erlich, R y Barret S. (1992). Cenozoic plate tectonic history of the Northern Venezuela Trinidad area. *Tectonics*, 9 (1), 161-184.
- Erlich, R., Macsotay, O., Nederbragt, A., y Lorente, M. (1999). Palaeoecology, palaeogeography and depositional environments of Upper Cretaceous rocks of western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153, 203–238.
- Espejo, A., y Jean, X. (1977). Algunas ideas sobre las estructuras de la parte media de la Sierra de Perijá, Edo Zulia. Ministerio de Energía y Minas (MEM), Maracaibo. V Congreso Geológico Venezolano. Tomo II. Sociedad Venezolana de Geólogos.
- Evans, J., Eberhart-Phillips, D. y Thurber, C.H. (1994). User's manual for SIMULPS 12 for imaging Vp and Vp/Vs: a derivative of the “Thurber” tomographic inversion SIMUL3 for local earthquakes and explosions, U.S. Geological Service, Open-File Rept. 94–431.
- Ewin. J., Officer. C., Johnson. H., y Edwards R. (1957). Geophysical investigations in the Caribbean: Trinidad shelf, Tobago trough, Barbados ridge, Atlantic Ocean. *Geologic Society of America Bulletin*, 68, 867-972.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V.C., y Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522–523, 122–149.
- Fink, L. K. (1972). Bathymetric and geologic studies of the Guadeloupe region, Lesser Antilles Island Arc. *Marine Geology*, 12(4), 267–288.
- Fiorillo, G. (1987). Exploration and evaluation of the Orinoco Oil Belt. En Meyer, R.F. (ed), *Exploration for Heavy Crude Oil and Natural Bitumen*. American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, 25, 103-114.
- Frey Mueller, J., Kellogg, J., y Vega, V. (1993). Plate motions in the North Andean region. *Journal of Geophysical Research*, 98(21), 853-893.
- Fischer, K.M., Parmentier, E.M., Stine, A.R., y Wolf, E.R. (2000). Modeling anisotropy and plate driven flow in the Tonga subduction zone back-arc. *Journal of Geophysical Research* 105, 16,181–16,191.

- Frischbutter, A. (2002). Structure of the Managua Graben, Nicaragua, from remote sensing images. *Geofísica Internacional*, 4(2), 87-102.
- Frohlich, C., Kadinsky-Cade, K., y Davis, S. (1995). A reexamination of the Bucaramanga, Colombia, earthquake nest. *Seismological Society of America*, 85(6), 1622-1634.
- Gajardo, E., Nicolle, J. L., Castejón, B., Márquez, C., y Urbáez, M. (1986). *Modelo de corteza en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo*. Artículo presentado en el III Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas, Venezuela.
- Galvis, J., y De la Espriella, R. (1988). La Gran Falla del Borde Llanero. Bogotá. *Geología colombiana*, 16, 105-110.
- García, M., Vargas, C., y Koulakov, I. (2019). Local earthquake tomography of the Nevado del Huila volcanic complex (Colombia). Magmatic and tectonic interactions in a volcanic-glacier complex system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.
- Garmon, T., Allen, C., y Groom, Kaelin. (2017). *Geologic and Tectonic Background of the Lesser Antilles*. Springer International Publishing AG. Publicado en línea.
- Gercek, H. (2007). Poisson's ratio values for rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 44.1, 1-13.
- Gerya, T., Connolly, J., Yuen, D., Gorczyk, W., y Capel, A. (2006). Seismic implications of mantle wedge plumes. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 156, 59-74.
- Glover, L. (1971) Geology of the Coamo area, Puerto Rico, and its relation to the volcanic arc-trench association. U.S. Geological Survey Professional Paper, 636, 102.
- Glover, L., y Mattson, P. (1973) Geologic map of the Río Descalabrado quadrangle, Puerto Rico. U.S. Geological Survey Miscellaneous Geologic Investigations Map I-735, escala 1:20,000.
- Gómez, J., Montes, N.E., Alcárcel, F.A. & Ceballos, J.A. (2015). Catálogo de dataciones radiométricas de Colombia en ArcGIS y Google Earth. *Compilando la geología de Colombia*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 33, p. 63-419. Bogotá.
- González de Juana, C., Iturralde de Arozena, J., y Picard, X. (1980). *Geología de Venezuela y sus Cuencas Petrolíferas*. Caracas. Ediciones Foninves. 1106.
- Gonzalez, O., Clouard, V., Tait, S. y Panza, G. (2018). S-wave velocities of the lithosphere-asthenosphere system in the Lesser Antilles from the joint inversion of surface wave

- dispersion and receiver function analysis. *Tectonophysics*, 734-735, 5, 1-15. Doi: 10.1016/j.tecto.2018.03.021.
- Gordon R.G. (1998). The plate tectonic approximation: Plate nonrigidity, diffuse plate boundaries, and global plate reconstructions. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 26, 615–642.
- Govers, R., y Wortel, M. (2005). Lithosphere tearing at STEP faults: response to edges of subduction zones. *Earth Planet Science Letter*, 236(1-2), 505-523.
- Grosse, E. (1930). Acerca de la Geología del sur de Colombia. I, Informa rendido al Ministerio de Industrias sobre un viaje al Huila y Alto Caquetá. *Compilacion de estudios citado en Geology Of Colombia*. III: 31-137.
- Güendel, F. y M. Protti (1998). Sismicidad y Sismotectónica de América Central. En: Buforn, E. y A., Udías (1998). *Física de la Tierra*, N° 10. Servicio de Publicaciones, Universidad Complutense de Madrid.
- Gutenberg, B. (1959). *Physics of the Earth's Interior*. San Diego. Academic.
- Guzmán-Speziale, M., Valdés-González, E., y Gómez, J. (2005). Seismic activity along the Central America volcanic arc: Is it related to subduction of the Cocos plate?. *Tectonophysics*, 400, 241-254.
- Hamblin, K., y Christiansen, E. (2004). *Earth's dynamic systems*. 10ma ed. Londres. Prentice Hall, Pearson Education.
- Hanus, V., y Vanek, J. (1979). Morphology of the Wadati-Benioff Zone, Andesitic Volcanism and active fracture zones in Central America. *Geofísica Interncional*, 17, 14-53.
- Harris, C., Miller, M., y Porritt, R (2018). Tomographic imaging of slab segmentation and deformation in the Greater Antilles. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19p.
- Hayes, G. (2018). Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model: U.S. Geological Survey data release.
- Hervouët, Y., Castrillo-Delgado, J.T. y Odreman, O. (2001). Interaction entre un chevauchement imbriqué et une zone transcurrente: le flanc nord-ouest des Andes vénézeéliennes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 176 (1), 93-105. <http://dx.doi.org/10.2113/176.1.93>.
- Hicks, S. P., Rietbrock, A., Ryder, I., Lee, C., y Miller, M. (2014), Anatomy of a megathrust: The 2010 M8.8 Maule, Chile earthquake rupture zone imaged using seismic tomography, *Earth and Planetary Science Letters*, 405, 142–155.

- Hoernle, K., Abt, D., Fischer, K., Nichols, H., Hauff, F., Abers, G., van den Bogaard, P., Heydolph, K., Alvarado, G., Protti, M., y Strauch, W. (2008). Arc-parallel flow in the mantle wedge beneath Costa Rica and Nicaragua. Nature Publishing Group, Publicado en línea.
- Holcombe, T.L., Fischer, C.G., y Bowles, F.A. (1989). Gravity-flow deposits from the St. Croix Ridge; depositional history. *Geology Marine Letters*, 9, 11–18.
- Horie, A. (1980). Three-dimensional seismic velocity structure beneath the Kanto district by inversión of P wave arrival times. Tesis doctoral. University of Tokyo.
- Hospers, T.L., Levander, A y Group D.P.W. (1998). Probing the Archean and Proterozoic lithosphere of western North America. *Geological Society of America Today*, 8, 16-17
- Houtz, R. y Ludwig, W. (1977). Structure of Colombia Basin, Caribbean Sea, from profiler-sonobuoy measurements. *Journal of Geophysical Research*, 82, 4861-4867.
- Husen, S., Quintero, R., Kissling, E., y Hacker, B. (2003). Subduction-zone structure and magmatic processes beneath Costa Rica constrained by local earthquake tomography and petrological modeling. *Geophysical Journal International* 155, 11–32.
- Jácome, M.I., Audemard, F.E. y Grateral, V. (1995). A seismic, gravimetric and geologic interpretation of a transandean profile across the Venezuelan Andes. En: *Proceedings of the I Congreso Latinoamericana de Geofísica, Río de Janeiro, Brasil*, 15-18.
- Jácome, M.I., Kuszniir, N., Audemard, F., y Flint, S. (2003). Formation of the Maturín Foreland Basin, eastern Venezuela: thrust sheet loading or subduction dynamic topography. *Tectonics*, 22 (5), 1046.
- James, K. (2002). A discussion of arguments for and against the far-field origin of the Caribbean Plate, finding for an in situ origin. Artículo presentado en 16° Caribbean Geological Conference. Barbados.
- James, K. (2005). A simple synthesis of Caribbean geology. *Caribbean Journal of Earth Science*, 39, 69-82.
- James, K. (2006). Caribbean geology simplified in: *Geology of the Area between North and South America, with focus on the Origin of the Caribbean Plate*. International Research Conference. Sigüenza, España.
- Jansma, P.E., y Mattioli, G.S. (2005). GPS results from Puerto Rico and the Virgin Islands: constraints on tectonic setting and rates of active faulting. In: *Active Tectonics and Seismic Hazards of Puerto Rico, the Virgin Islands, and Offshore Areas* 385. Geological Society of America Special Paper, 13–30.

- Jiménez, C. (2015). Estudio de sismica de gran ángulo a lo largo del perfil Sur del Lago, segmentos Valera - El Vigía. Trabajo especial de grado. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.
- Jolly, W.T., Lidiak, E.G., Schellekens, J.H., Santos, H., Lidiak, E.G., y Larue, D.K. (1998). Volcanism, tectonics, and stratigraphic correlations in Puerto Rico. *Geological Society of America Special Paper*, 322, 1–34.
- Johnston, J., y Christensen, N. (1993). Compressional to Shear Velocity Ratios in Sedimentary Rocks. *International Journal of Rock Mechanical, Mining Science and Geomechanic*, 30(7), 751-754.
- Jouanne, F., Audemard, F., Beck, C., Van Welden, A., Ollarves, R., y Reinoza, C. (2011). Present-day deformation along the El Pilar Fault in Eastern Venezuela: Evidence of creep along a major transform boundary. *Journal of Geodynamics*, 51, 398-410.
- Kammer, A. (1993). Steeply dipping basement faults and associated structures of the Santarider Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *Boletín de geología*, 18, 47-64.
- Kellogg, J y Bonini, W. (1982). Subduction of The Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American Plate. *Tectonics*, 1(3), 251-276.
- Kellogg, J. y Vega, V. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity. *Geological Society of America*, 295, 75-90.
- Kennett, B. L., Engdahl, E. R y Buland, R. (1995). Constraints on seismic velocities in the earth from travel times. *Geophysical Journal International*, 122, 108-124.
- Kerr, A., Tarney, J., Marriner, G., Nivia, A., y Saunders, A. (1997). The Caribbean-Colombian Cretaceous igneous province: The internal anatomy of an oceanic plateau, in *Large Igneous Provinces*. *Geophysics monography*, 100, 45-93.
- Kissling, E. (1988). Geotomography with local earthquake data. *Review of Geophysics*. 26, 659-698.
- Kostoglodov, V., Singh, S.K., Santiago, J.A., y Franco, S.I. (2003). A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 30 (15), 1807.
- Koulakov, I. (2009). LOTOS code for local earthquake tomographic inversion. Benchmarks for testing tomographic algorithms, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99 (1), 194-214.

- Koulakov, I., Sobolev, S., y Asch, G. (2006). P- and S-velocity images of the lithosphere–asthenosphere system in the Central Andes from local-source tomographic inversion. *Geophysical Journal International*, 167(1), 106–126.
- Koulakov, I., Bohm, M., Asch, G., Lühr, B., Manzanares, A., Brotopuspito, K., Fauzi, P., Purbawinata, M., Puspito, N., Ratdomopurbo, A., Kopp, H., Rabbel, W., Shevkunova, E. (2007). P and S velocity structure of the crust and the upper mantle beneath central Java from local tomography inversion, *Journal of Geophysical Research*, 112, B08310.
- Koulakov I., Yudistira, T., Luehr, B., y Wandono, P. (2009). P, S velocity and VP/VS ratio beneath the Toba caldera complex (Northern Sumatra) from local earthquake tomography, *Geophysical Journal International*, 177, 1121-1139.
- Koulakov, I., Zabelina, I., Amanatashvili, I., y Meskhia, V. (2012). Nature of orogénesis and volcanism in the Caucsus región based on results of regional tomography. *Solid Earth*, 3, 327-337.
- Krastel, S., y Schmincke, H. (2002). Crustal structure of northern Gran Canaria, Canary Islands, deduced from active seismic tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115 (1–2), 153–177.
- Kroonenberg, S. (1981). *Litología, Metamorfismo y origen de las granulitas del Macizo de Garzón, Cordillera Oriental (Colombia)*. Disponible en: <https://n9.cl/eiti>. Consultado: 10/7/2019.
- Ladd, J. y Watkins, J. (1980). Seismic Stratigraphy of the western Venezuela Basin. *Marine Geology*, 35(1-3), 21-41.
- Laigle, M., y Hirn, A. (1999). Explosion-seismic tomography of a magmatic body beneath Mount Etna; volatile discharge and tectonic control of volcanism. *Geophysical Research Letter*, 26 (17), 2665–2668.
- Laurencin, M., Marcaillou, B., Graindorge, D., Klingelhoefer, F., Lallemand, S., Laigle, M., Lebrun, J F. (2018). The polyphased tectonic evolution of the Anegada Passage in the northern Lesser Antilles subduction zone. *Tectonics*, American Geophysical Union (AGU), 36 (5), 945-961.
- Laske, G., Masters, G., Ma, Z., y Pasyanos, M. (2013). Update on CRUST1.0 – A 1-degree Global Model of Earth’s crust. *Geophysical Research Abstracts*, 15, 2658.
- Lbadaoui, A. (2013). *Body waves tomography from OBS-recorded earthquakes in the Gulf of Cadiz*. Tesis Doctoral. Universidad Mohammed V, Rabat Marruecos.

- Lees, J.M. (1992). The magma system of Mount St. Helens: non-linear high resolution P-wave tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53 (1–4), 103–116.
- Lees, J. (2007). Seismic tomography of magmatic systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167, 37-56.
- Lees, J.M., y Crosson, R.S. (1989). Tomographic inversion for threedimensional velocity structure at Mount St. Helens using earthquake data. *Journal of Geophysical Research*, 94 (B5), 5716–5728.
- Lehmann, B. (2007). Seismic traveltime tomography for engineering and exploration applications. Houten, The Netherlands. EAGE Publications.
- Leonard, R. (1983). Geology and hydrocarbon accumulations, Columbus Basin, offshore Trinidad. *AAPG Bulletin*, 67, 1081-1093.
- Levander, A., Schmandt, B., Miller, M.S., Liu, K., Karlstrom, K.E., Crow, R.S., Lee, C., Humphreys, E. (2011). Continuing Colorado plateau uplift by delamination-style convective lithospheric downwelling. *Nature*, 472 (7344), 461–465.
- Lin, G.Q., y Huerfano V.A. (2011). Improving three-dimensional seismic velocity and earthquake locations for Puerto Rico and the US Virgin Islands: collaborative research between University of Miami and University of Puerto Rico in Mayaguez. US Geological Survey External Research No. G10AP00020 y G10AP00021.
- Lindsay, J. M., Latchman, J., Robertson, R., Lynch, L., David, J., y Shepherd, J. (2002). The December 2001 eruption of Kick'em Jenny. Artículo presentado en International Congress on Montagne Pelée 1902–2002, IPGP-INSU-IAVCEI. Martinica.
- Lira, J. (2011). Modelos de velocidad unidimensionales para las regiones Norte, Centro y Sur de Perú, a partir de la inversión de los tiempos de arribo de las ondas P y S de sismos locales. Tesis de pregrado. Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa. Arequipa, Perú.
- Locardi, E. (1986). Tyrrhenian volcanic arcs: volcano-tectonics, petrogenesis and economic aspects. Elsevier Science, Amsterdam, 351-373.
- Londoño, J.M., Bohórquez, O.P., Ospina, L.F. (2010). Tomografía Sísmica 3d del Sector de Cúcuta, Colombia. *Boletín de Geología*, 32 ,1, 107-141
- López, M. (2011). Interpretación sísmica estructural de la secuencia Mio-Pliocena de la cuenca de Carúpano. Venezuela. Trabajo especial de grado. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.

- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. 2da ed. Cambridge, Cambridge University Press.
- Lucke, O. (2012). Moho structure of Central America based on three dimensional lithospheric density modelling of satellite-derived gravity data. *International Journal of Earth Science (Geol Rundsch)*.
- Lugo, J., y Mann, P. (1995). Jurassic-Eocene Tectonic Evolution of Maracaibo Basin, Venezuela. *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62*, 699-725.
- MacKenzie, L., Abers, G., Fischer, K., Syracuse, E., Protti, J., Gonzalez, V., Strauch, W. (2008). Crustal structure along the southern Central American volcanic front. *Geochemistry Geophysics and Geosystems*, 9, Q08S09.
- Manea, V., Manea, M., y Ferrari, L. (2013). A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America. *Tectonophysics*, 609, 56-81.
- Mann, P., y Taira, A. (2004). Global tectonic significance of the Solomon Islands and Ontong Java Plateau convergent zone. *Tectonophysics*, 389(3-4), 137-190.
- Mann, P., Calais, E., Ruegg, J.C., DeMets, C., Jansma, P.E., y Mattioli, G.S. (2002). Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics*, 21, 7-1-7-26.
- Mantilla, F.L.C., Bissig, T., Valencia, V., and Craig, H. (2013). The magmatic history of the Vetás-California mining district; Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 45, 235-249.
- Martens, U., Solari, L.A., Sisson, V.B., Harlow, G.E., Torres de León, R., Ligorria, J.P., Tsujimori, T., Ortega-Gutiérrez, F., Brueckner, H.K., Giunta, G., Avé Lallemant, H.G., 2007, High-pressure belts of central Guatemala: The Motagua suture and the Chuacús Complex, Field Trip Guide, 2007 Field Workshop of IGCP 546 "Subduction Zones of the Caribbean": Guatemala City, 32 p.
- Masy, J., Niu, F., Levander, A., y Schmitz, M. (2011). Mantle flow beneath northwestern Venezuela: seismic evidence for a deep origin of the Mérida Andes. *Earth Planet Science Letter*, 305 (3-4), 396-404.
- Masy, J., Niu, F., Levander, A y Schmitz, M. (2014). Lithospheric expression of cenozoic subduction, mesozoic rifting and the Precambrian Shield in Venezuela. *Earth and Planetary Science Letters*, 410, 12-24.

- Matsubara, M., Naoshi, H., Shinichi, S., Ichiro K. (2000). A low velocity zone beneath the Hida Mountains derived from dense array observation and tomographic method. *Earth Planets Space*, 52, 143–154.
- McCann, W.R. (2007). Improving the seismic hazard model for Puerto Rico: a reliable microearthquake catalog through seismic velocity modeling and microearthquake joint location. US Geological Survey External Research No. 04HQGR0015.
- McCann, W. R., y Sykes, L. R. (1984) Subduction of aseismic ridges beneath the Caribbean Plate: Implications for the tectonics and seismic potential of the northeastern Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, 89, 4493–4519.
- McCann, W. R., y Pennington, W. D. (1990). Seismicity, large earthquakes, and the margin of the Caribbean Plate. En Dengo, G., and Case, J. E., eds., *The Caribbean Region: Boulder, Colorado. Geological Society of America, The Geology of North America*, 291–306.
- Meighan, H. E., ten Brink, U., y Pulliam, J. (2013). Slab tears and intermediate-depth seismicity. *Geophysical Research Letters*, 40(16), 4244–4248.
- Meissner, R. O., E. R. Flueh, F. R. Stibane, and Berg, F. (1976). Dynamics of the active plate boundary in southwest Colombia according to recent geophysical measurements, *Tectonophysics*, 35, 115 – 136.
- Mejía, J. (2004). Evaluación local de la distribución vertical de la velocidad onda S en el occidente colombiano: Dos casos de prueba Memorias I Congreso Latinoamericano de Sismología, Armenia (Colombia).
- Mejía, E., Velandia, F., Zuluaga, C., López, J., Cramer, T. (2012). Análisis estructural al Noreste del Volcán Nevado del Ruíz, Colombia-Aporte a la Exploración Geotermica. *Boletín de Geología*, 34,1.
- Mendoza, J. (1989). Determinación de un modelo de corteza usando inversión no lineal y tiempos de arribo relativos de eventos sísmicos. *GEOS*, 29, 11.
- Meschede, M y Frisch, W. (1998). A plate tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean Plate. *Tectonophysics*, 296, 269-291.
- Meyer, R. P., Mooney W. D., Hales, A. L., Hesley, E. C., Woollard, G. P., Hussong, D. M., Kroenke. L. W., y Ramirez. J. E. (1976). Refraction observation across a leading edge, Malpelo Island to the Colombia Cordillera Occidental. *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margin, Geophysics. Monogr.*, 19, 105–132, AGU, Washington, D. C.
- Miao, W., Cornthwaite, J., Levander, A., Niu, F., Schmitz, M., Dionicio, V., y Nader, M. F. (2019). 3D Shear velocity structure of the northwestern South American-Caribbean

Subduction Zone from ambient noise Rayleigh wave tomography. Abstract presentado en el AGU Fall Meeting 2019, San Francisco, USA.

- Miller, J. (1960). Tectonismo y Sedimentación. Boletín de Geología. Publicacion Especial N° 3. Memorias III Congreso Geológico Venezolano. Tomo II. Edición Sucre.
- Miller, M.S., Levander, A., Niu, F., Li, A. (2009). Upper mantle structure beneath the Caribbean–South American plate boundary from surface wave tomography. *Journal of Geophysical Research*, 114(B1), B01312.
- Molina, I., Kumagai, H., Le Pennec, J.L., y Hall, M. (2005). Three-dimensional P-wave velocity structure of Tungurahua Volcano, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147(1–2), 144–156.
- Molnar, P., y Sykes, L. R. (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geological Society of America Bulletin*, 80(9), 1639–1684.
- Molnar, P. (1977). Gravity anomalies and the origin of Puerto Rico Trench. *Geophysical Journal Research*, 51, 701-708.
- Monsalve, M., Rojas, N., Velandia, F., Pintor, I., Martínez, L. (2011). Caracterización geológica del cuerpo volcánico de Iza, Boyacá – Colombia. Universidad Industrial de Santander. *Revista Boletín de Geología*, 33, 1.
- Monod, B., Dhont, D., y Hervouët, Y. (2010). Orogenic float of the Venezuelan Andes. *Tectonophysics*, 490(1-2), 123-135.
- Munro, S., y Smith, F. (1984). The Urica fault zone, northeastern Venezuela. *Geological Society of America*. 162, 213-215.
- Niu, F., T. Bravo, G. Pavlis, F. Vernon, H. Rendon, M. Bezada., A. Levander. (2007). Receiver function study of the crustal structure of the southeastern Caribbean plate boundary and Venezuela, *Journal of Geophysics Research.*, 112.
- Nolet, G. (1981). Linearized inversion of (teleseismic) data, in *The Solution of the Inverse Problem in Geophysical Interpretation*. Plenum Press, 9–37.
- Nolet, G. (2008). *A breviary of Seismic Tomography*. Cambridge. Cambridge University Press. 387.
- Officer, C. B., Ewing, J. I., Edwards, R. S., y Johnson, H. R. (1957). Geophysical investigations in the Eastern Caribbean: Venezuelan Basin, Antilles Island Arc, and Puerto Rico Trench. *Bulletin of the Geological Society of America*, 68, 359-378.

- Officer, C., Ewing, J., Edwards, R., y Johnson, H. (1959). Geophysical investigations in the Eastern Caribbean: Venezuelan Basin, Antilles Island Arc, and Puerto Rico Trench. *Geological Society of America Bulletin*, 68, 359–378.
- Ojeda, A., y Havskov, J. (2001). Crustal structure and local seismicity in Colombia. *Journal of Seismology*, 5, 575-593.
- Ojeda, A., Martinez, S., Bermudez, M., y Atakan, K. (2002). The new accelerograph network for SantaFe de Bogota, Colombia and implications for microzonation, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22, 791-797.
- Ortega-Gutierrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldan-Quintana, J., ArandaGomez, J.J., Moran-Zenteno, D., Alaniz-Alvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F. (1992). Texto Explicativo de la Quinta Edición de la Carta Geológica de la República Mexicana, Escala 1:2,000 000. Universidad Nacional Autónoma de México, Intituto de Geología, ay Secretaría de Energia, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, Mexico DF.
- Paige, C. C., y Saunders, M. (1982). LSQR: an algorithm for sparse linear equations and sparse least squares. *ACM Transactions Mathematical Software*, 8, 43–71.
- Pardo, N. Cepeda, H y Jaramillo, J (2005). The Paipa volcano, Eastern Cordillera of Colombia, South America: Volcanic stratigraphy, *Earth Science Research Journal*, 9(1), 3–18.
- Paris, G. y Romero, J. (1994). Fallas Activas en Colombia, INGEOMINAS. *Boletin geológico de Colombia*, 34 (2-3), 3-26.
- Paris, G. Machette, M. Dart, R y Haller, K. (2000). Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its Offshore Regions, USGS Open-File Report.
- Paulatto. M., Laigle. M., Galve. A., Charvis. P., Sapin. M., Bayrakci. G., Evain. M., Kopp. H. (2017). Dehydration of subductiong slow-spread oceanic lithosphere in the Lesser Antilles. *Nature Commuications*, 15980.
- Pease, M. H. (1968). Cretaceous and lower Tertiary stratigraphy of the Volcanism, tectonics, and stratigraphic correlations, Puerto Rico Naranjito and Aguas Buenas quadrangles and adjacent areas, northern Puerto Rico. *U.S. Geological Survey Bulletin* 1253, 57.
- Pennington, W. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northwestern South America. *Journal of Geophysical Research*, 86(B11), 10753-10770.
- Pindell, J. Kennan, L. Stanek, K. Maresch, W. y Draper, G. (2001). Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved. *Acta Geologica*, 4(1-2) 303-341.

- Pindell, J., Kennan, L., Maresch, W., Stanek, K., Draper, G y Higgs, R. (2005). Plate kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc- continent interactions; tectonic controls on basin development in proto- Caribbean margins, En: Avé Lallemant, H.G., Sisson, V.B. (Eds.), Caribbean- South American plate interactions, Venezuela, Geological Society of America, Special Paper, 394, 7-52.
- Poveda, E. (2013). Discontinuidades sísmicas en la litosfera baja la zona andina y el occidente colombianos a partir de formas de onda de sismos distantes. Tesis de Maestría. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias. Bogotá, Colombia.
- Poveda, E. Monsalve, G y Vargas, C. (2015). Receiver functions and crustal structure of the northwestern Andean region, Colombia. *Journal of Geophysical Research: solid Earth*, 120, 2408–2425.
- Radelli, L. (1962). Introducción al estudio de la petrología del Macizo de Garzón. *Geología Colombiana*, 3: 17-46.
- Raharjo, W., Palupi, I., Nurdian, S., Giamboro, W., y Soesilo, J. (2016). Poisson's ratio analysis (Vp/Vs) on volcanoes and geothermal potential areas in Central Java using tomography travel time method of grid search relocation hypocenter. *Journal of Physics: Conference Series*, 776 (2016), 012114.
- Ranero, C., von Huene, R., Flueh, E., Duarte, M., Baca, D., y McIntosh, K. (2000). A cross section of the convergent Pacific margin of Nicaragua. *Tectonics*, 19, 335–357.
- Raouf, J., Mukhopadhyay, S., Koulakov, I., y Kayal, J. (2017). 3-D seismic tomography of the lithosphere and its geodynamic implications beneath the northeast India región. *Tectonics*, 36, 962–980.
- Raussen, S., Holger, L., y Kuijpers, A. (2013). Tectonics of the Virgin Islands Basin north eastern Caribbean. *Terra Nova*, 25, 252-257.
- Rawlinson, N y Sambridge, M. (2003). Seismic travelttime tomography of the crust and lithosphere. *Advances in Geophysics*. Camberra, Australia. ELSEVIER. 4, 92.
- Rawlinson, N., y Kennett, B. (2008). Teleseismic tomography of the upper mantle beneath the southern Lachan Orogen. *Australian Physics Earth Planet International*, 167, 84–97.
- Renzoni, G. (1968). Geología del Macizo de Quetame. *Geología Colombiana*, 5, 75-128. Doi: 10.15446/gc.
- Restrepo, J.J. y Toussaint, J.F., 1988. Terranes and Continental Accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, 11, 189 - 193.

- Richter, M. (2016). *Inverse Problems. Basics, Theory and Applications in Geophysics*. Basilea, Suiza. Birkhäuser. 248.
- Rincon, M. y Romero, O. (1990). *Evaluación Geovolcanológica del área de interés geotérmico de Iza, Boyacá*. Trabajo de grado. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá, Colombia.
- Roadlifer, R.E. (1987). Size distributions of the world's largest known oil and tar accumulations. En: Meyer, R.F. (ed.), *Exploration for Heavy Crude oil and Natural Bitumen*. American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, 25, 3-24
- Robertson, R. (2009). *Antilles Geology*. University of the West Indies, St. Augustine, Trinidad and Tobago.
- Romero, G., F. Audemard, M. Schmitz y Resica Working Group FUNVISIS (1998) *Seismological aspects and fault characteristics of the July 9th 1997 Cariaco earthquake, eastern Venezuela*. Memorias del IX Congreso Venezolano de Geofísica, 30p.
- Rod, E. (1956). Strike-slip faults of northern Venezuela. *AAPG Bulletin*, 40(3), 457-476.
- Rodríguez-Martínez, J., (2007). *Stratigraphy, structure, and geologic and coastal hazards in the Peñuelas to Salinas area, southern Puerto Rico: a compendium of published literature*. US Geological Survey Open-File Report, 1259, 1–27.
- Rodríguez, D. Hernández, O. Kammer, A. (2009). *Modelo Estructural de la Falla de Soapaga a partir de Correlación Espectral de anomalías Gravimétricas y Magnéticas en la Cordillera Oriental, Colombia*. *Boletín de Geología*. 3(2), 10-30.
- Rodríguez, I. (2014). *Gravity Anomalies, Geodynamic modelling and the Eastern Venezuela basin evolution*. Tesis de doctoral. Durham University. Reino Unido.
- Rodríguez, J. y Sousa, J.C. (2003). *Estudio geológico-estructural y geofísico de la sección Cabo San Román-Barquisimeto, estados Falcón y Lara*. Universidad Central de Venezuela, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado.
- Rogers, R., Mann P, y Emmet, P. (2007). *Tectonic terranes of the Chortis block based on integration of regional aeromagnetic and geologic data*. *Geology Society of America Special Paper*, 248, 65–88.
- Royo y Gomez, J. (1942). *Contribucion al conocimiento de la Geología del Valle sur del Magdalena (Departamento del Huila)*. *Compilacion de Estudios citados en Geology Of Colombia*., 261-326.

- Russo, R.M., Speed, R.C., Okal, E.A., Shepherd, J.B., y Rowley, K.C. (1993). Seismicity and tectonics of the southeastern Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, 98(B8), 14299.
- Saavedra, M. (2015). Modelos corticales de velocidades en la región occidental de Venezuela, zona Centro-Sur de Los Andes. Trabajo especial de grado. Universidad Simón Bolívar. Sartenejas, Venezuela.
- Sallarès, V., Dañobeitia, J., Flueh, E., y Leandro, G. (1999). Seismic velocity structure across the Middle American Landbridge in Northern Costa Rica. *Journal of Geodynamic*, 27, 327-344.
- Sallares, V., Danubeitia, J.J., y Flueh, E. (2001) Lithospheric structure of the Costa Rican Isthmus: Effects of subduction zone magmatism on an oceanic plateau. *Journal of geophysical Research*, 106(B1), 621–643.
- Sánchez, M, Audemard, F. E., Giraldo, C., y Ruiz, F. (1994). Interpretación sísmica y gravimétrica de un perfil a través de los Andes venezolanos. *Memorias del III Congreso Geológico Venezolano de Ingeniería Sísmica*, 251–258.
- Sánchez, J., Götze, H. J., y Schmitz, M. (2010). A 3-D lithospheric model of the Caribbean-South American plate boundary. *International Journal of Earth Sciences*, 100(7), 1697–1712.
- Sánchez, J. (2017). Tomografía de ruidos sísmico ambiental con ondas Rayleigh en el Oriente de Venezuela. Trabajo especial de grado. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Veeenzuela.
- Saume, M. (2011). Modelado Cortical con datos gravimétricos-sismológicos entre Plataforma Deltana y Prisma de Barbados. Trabajo especial de grado. Universidad Simón Bolívar. Sarnetejas, Venezuela.
- Schmitz, M (2018). Señales sísmicas. [Material de clase].
- Schmitz, M., Martins, A., Izarra, C., Jácome, M., Sánchez, J., Rocabado, V. (2005). The major features of the crustal structure in north-eastern Venezuela from deep wide-angle seismic observations and gravity modelling. *Tectonophysics*, 399, 109–124.
- Schmitz, M., Avila, J., Bezada, M., Vieira, E., Yáñez, M., Levander, A., Magnani, M. B. (2008). Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations. *Tectonophysics*, 459(1-4), 14-26.
- Schmitz, M., Levander, A., Niu, F., Bezada, M.J., Quinteros, C., Zelt, C.A., Ávila, J. y el grupo de trabajo de sísmica activa del proyecto BOLIVAR. (2014). Características geofísicas

de la corteza a lo largo del límite de placas. Contribución a: El Límite Noreste de la Placa Sudamericana - estructuras litosféricas de la superficie al manto, Editores: M. Schmitz, F. Audemard, F. Urbani, Comité Editor Libros y Monografías, Facultad de Ingeniería. UCV, 1, 3-27.

Schneider, J. Pennington, W y Meyer, R (1987), Microseismicity and focal mechanisms of the intermediate depth Bucaramanga Nest, Colombia. *Journal of Geophysical Research*, 92(B13), 13913-13926.

Schneider, F., Magnier, C., y Noya, J. (2012). Model of Low-Maturity Generation of Hydrocarbons Applied to the Carupano Basin, Offshore Venezuela. *AAPG Hedberg Series*, (4), 51– 69.

Schubert, C. (1980). Morfología neotectónica de una falla rumbo deslizante e informe preliminar sobre la Falla de Boconó. *Andes merideños. Acta Científica Venezolana*, 31, 98-111.

Schubert, C. (1982). Origin of Cariaco Basin, southern Caribbean Sea. *Marine Geology*, 47, 345-360.

Sepúlveda-Jaimes, F., y Cabrera-Zambrano. (2018). 3D seismic tomography in the seismic nest of Bucaramanga (Colombia). *Boletín de Geología*, 40(2), 15-33.

Shearer, P. (2009). *Introduction to Seismology*. 2da ed. Cambridge, Cambridge University Press, 412p.

Sifontes R. y Santamaría, F. (1972). Rocas Intrusivas Jóvenes en la región de Carúpano. *Memorias de la IV Conferencia Geológica del Caribe*, 1, 121-125.

Simkin, T., Siebert, L., McClelland, L., Bridge, D., Newhall, C., y Latter, J.H. (1981). *Volcanoes of the World*. Pennsylvania, Hutchinson Ross Publishing. 232p.

Singer, A. y Audemard, F. A. (1997). Aportes de Funvisis al desarrollo de la geología de fallas activas y de la paleosismología para los estudios de amenaza y riesgo sísmico. En: Grases, J. (ed.): *Diseño sismorresistente. Especificaciones y criterios empleados en Venezuela*. Publicación Especial Academia de las Ciencias Naturales, Matemáticas y Físicas, 33, 25-38.

Slancova, A., Spicak, A., Hanus, V., y Vanek, J. (2000). Delimitation of domains with uniform stress in the subducted Nazca plate. *Tectonophysics*, 319, 339-364.

Spakman, W., y Nolet, G. (1988). Imaging algorithms, accuracy and resolution in delay time tomography. En: N. J. Vlaar, G. Nolet, M. J. R. Wortel, y S. A. P. Cloetingh (Eds.), *Mathematical geophysics: A survey of recent developments in seismology and geodynamics*, Netherlands: Springer, 155–187.

- Sousa, J., Rodríguez, J., Giraldo, C., Rodríguez, I., Audemard, F.A., y Alezones, R., (2005). An integrated geological–geophysical profile across northwestern Venezuela. 6° International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona, España.
- Speed, R., y Westbrook, G. (1984). Lesser Antilles Arc and adjacent terrains: Woods Hole, MA, Ocean Margin Drilling Program. Regional Atlas Series, Marine Science International, 10p.
- Speed, R.C., y Larue, D.K. (1991). Extension and transtension in the plate boundary zone of the northeastern Caribbean. *Geophysical Research Letters*, 18, 573–576.
- Stein, S. y Wysession, M. (2003). *Introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. Reino Unido. Blackwell Publishing. 515p.
- Stephan, J. F. (1985). Andes et chain Caraibe sur la transversale de Barquisimeto (Venezuela). Evolution géodynamique. Artículo presentado en Symposium Geodynamique des Caribes. París, Francia.
- Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: Its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 161-206.
- Stern C.R. y Kilian R. (1996). Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean austral volcanic zone, *Contrib. Mineral, Petrol.*, 123, 263- 281.
- Summa, L.L., Goodman, E., Richardson, M., Norton, I., y Green, A. (2003). Hydrocarbon systems of Northeastern Venezuela: plate through molecular scale-analysis of the genesis and evolution of the Eastern Venezuela basin. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 323-349.
- Sykes, L y Ewing, M. (1965). The seismicity of the Caribbean región. *Journal of Geophysical Research*, 70, 5065-5074.
- Syracuse, E., Abers, G., Fischer, K., MacKenzie, L., Rychert, C., Protti, M., González, V., Strauch, W. (2008). Seismic tomography and earthquake locations in the Nicaraguan and Costa Rican upper mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, Q07S08.
- Taboada, A., Dimaté, A., y Fuenzalida, A. (1998). Sismotectónica de Colombia: deformación continental activa y subducción. *Física de la Tierra*, 10, 111-147.
- Taboada, A., Rivera, L., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 9 (5), 787-813.

- Takei, Y. (2002). Effect of pore geometry on Vp/Vs: From equilibrium geometry to crack. *Chemistry and Physics of Minerals and Rocks: Volcanology*, 107 (B2).
- Talwani, M., Sutton, G., y Worzel, J. (1959). A crustal section across the Puerto Rico Trench. *Journal of Geophysical Research*, 64(10).
- Tanaka, S., Hamaguchi, H., Nishimura, T., Yamawaki, T., Ueki, S., Nakamichi, H., y Aizawa, K. (2002). Three-dimensional P-wave velocity structure of Iwate volcano, Japan from active seismic survey. *Geophysical Research Letters*, 29(10), 1-4.
- Talwani, M., Sutton, G., y Worzel, J. (1959). A crustal section across the Puerto Rico Trench. *Journal of Geophysical Research*, 64(10).
- Tarback, E., y Lutgens, F. (2005). *Ciencias de la Tierra: Una introducción a la geología física*. 8ª ed. Madrid, Pearson Education, Madrid. 712p.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., y Sheriff, R.E. (1990). *Applied Geophysics*. 2da ed. Cambridge. Cambridge university press. 760p.
- ten Brink, U.S., y Lin, J. (2004). Stress interaction between subduction earthquakes and forearc strike-slip faults: modeling and application to the northern Caribbean plate boundary. *Journal of Geophysical Research*, 109, B12310.
- ten Brink, U.S. (2005). Vertical motions of the Puerto Rico Trench and Puerto Rico and their cause. *Journal of Geophysical Research* 110(B6).
- ten Brink, U.S, y López-Venegas, A.M. (2012). Plate interaction in the NE Caribbean subduction zone from continuous GPS observations. *Geophysical Research Letters*, 39, L10304.
- ten Brink, U.S., Stephen, M., y Granja Bruña, J.L. (2009). Bivergent thrust wedges surrounding oceanic island arcs: insight from observations and sandbox models of the northeastern Caribbean plate. *GSA Bulletin* 121, 1522–1536.
- Thorpe, R.S. (1984). The tectonic setting of active Andean volcanism. In *Andean magmatism: Chemical and Isotopic*. Shiva Geological Series, Shiva Publications, Nantwich, U.K., 4-8.
- Thumpey, D. (1943). Precretaceous of Colombia. *Geology Association of America. Bulletin* 54:1281-1304.
- Thurber, C.H. (1983). Earthquake locations and threedimensional crustal structure in the Coyote Lake area, Central California, *Journal of Geophysical Research*, 88, 8226-8236.
- Thurber, C. H. (1992). Hypocenter-velocity structure coupling in local earthquake tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 75(1–3), 55–62.

- Thurber, C. H., y Ellsworth, W. L. (1980). Rapid solution of ray tracing problems in heterogeneous media. *Bulletin of Seismological Society of America*, 70, 1137-1148.
- Totaro, C., Koulakov, I., Orecchio, B., y Presti, D. (2014). Detailed cristal structure in the area of the southern Apennines-Calabrian Arc border from local earthquake tomography. *Journal of Geophysics*, 82(2014), 87-97.
- Ughi, A., (2012). Estudio gravimétrico de la estructural cortical en la cuenca de Grenada y las Antillas Menores. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29, 432-449.
- Um, J., y Thurber, C. (1987). Fast Algorithm for Two-Point seismic ray tracing. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(3).
- Urbani, F. (1985). Evaluación preliminar de los recursos geotérmicos del estado Sucre. *Memorias del VI Congreso Geologico Venezolano*, 7, 4319-4394.
- Urbani, F., Grande, S., Baquero, M., Mendi, D., Fournier, H., Alemán, A., Camposano, L., Barrito, I. (2015). Los diques de basalto de la quebrada Yaracuybare, municipio Silva, Estado Falcón, Venezuela. *GEOS*, 42, 110-113.
- Urzua, L., Benavente, O., Lovelock, B., Brookes, A., y Ussher, G. (2015). Grenada Geothermal Surface Exploration. Artículo publicado en *Proceedings 37th New Zealand Geothermal Workshop*. Taupo, New Zealand.
- USGS (2019). Body waves. Recuperado de: <https://earthquake.usgs.gov/learn/>
- Vaccari, F., y Panza, G. (1993). Vp/Vs estimation in southwestern Europe from P-wave and surface-wave tomography analysis. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 78, 229-237.
- VanDecar, J.C., Russo, R.M., James, D.E., Ambeh, W.B., y Franke, M. (2003). Aseismic continuation of the Lesser Antilles slab beneath continental South America. *Journal of Geophysical Research*, 108 (B1), 2043.
- van Benthem, S. (2013). Plate dynamics, mantle structure and tectonic evolution of the Caribbean región. Tesis doctoral. Utrecht University. Países Bajos.
- Van der Hammen. (1958). Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano Continentales y Tectogénesis de los Andes Colombianos", *Boletín Geológico*, 6 (1- 3), 67-128. Servicio Geológico Nacional, Bogotá
- van der Hilst, R. (1961). Tomography with P, PP and pP delay-time data and three-dimensional mantle structure below the Caribbean Region. Tesis Doctoral. University of Utrecht. Países Bajos.

- van der Hilst, R. y Mann P. (1994). Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology*, 22,451-454.
- Van der Sluis, A., y van der Vorst, H. (1987). Numerical solution of large, sparse linear algebraic systems arising from tomographic problems, in *Seismic Tomography*. G. Nolet (Editor), Reidel, Dordrecht, 49–83.
- Vargas, C. (2004). Propagación de Ondas sísmicas y atenuación de ondas Coda en el Territorio Colombiano. *Revista de la academia colombiana de ciencias físicas, exactas y naturales*, 23, 235.
- Vargas, C. A., y P. Mann (2013). Tearing and breaking off of subducted slabs as the result of collision of the Panama Arc-indenter with northwestern South America. *Bulletin Seismological Society of America*, 103(3), 2025–2046.
- Vargas, C.A., Pujades, L.G., Ugalde, A. y Canas, J.A. (2003). Tomografía sísmica local en el territorio colombiano. *Revista Internacional de Métodos Numéricos para Cálculo y Diseño en Ingeniería*, 19(3) 255-278.
- Vargas, C., Pujades, L., y Montes, L. (2007). Seismic structure of South-Central Andes of Colombia by tomographic inversion. *Geofísica Internacional*, 46(2), 117-127.
- Vargas, C.A., Alfaro, C., Briceño, L.A., Alvarado, I., y Quintero, W. (2009). Mapa Geotérmico de Colombia - 2009. 10th Simposio Bolivariano - Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Resumen extendido. Cartagena.
- Vierbuchen, R. (1983). The geology of the El Pilar Fault Zone and adjacent areas in northeastern Venezuela. The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics. *GSA Memoir*, 162, 189-252.
- Villanueva, E., Bover-Arnal, T., Cerdà, M., González, L., Fernández-Carmona, J., Calvo, R., Salas, R. (2017). Geology of the Falcón Basin (NW Venezuela). *Journal of Maps*, 13(2), 491-501.
- Villaseñor, A., Benz, H. M., Filippi, L., De Luca, G., Scarpa, R., Patanè, G., y Vinciguerra, S. (1998). Three-dimensional P-wave velocity structure of Mt. Etna, Italy. *Geophysical Research Letters*, 25(11), 1975–1978.
- von Huene, R., Aubouin, J., Azema, J., Blackinton, G., Carter, J.A., Colbourn, W., Cowan, D.S., Curiale, J.A., Dengo, C.A., Faas, R.W., Harrison, W., Hesse, R., Hussong, D.M., Laad, J.W., Muzylov, N., Shiki, T., Thompson, P.R., Westberg, J. (1980). The Deep Sea Drilling Project Mid- America Trench transect off Guatemala: The Geological Society of America Bulletin, 91, 421–432.

- Wadge, G., y Shepherd, J.B. (1984), Segmentation of the Lesser Antilles subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 71, 297-304.
- Wagner, R. (2004). Estudio estructural regional y análisis de deformaciones recientes en el frente de montaña de la serranía del interior oriental y en la parte norte de la subcuenca de Maturín. Trabajo especial de grado. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.
- Walther, C. (2003) The crustal structure of the Cocos ridge off Costa Rica. *Journal of Geophysics Research*, 108(B3), 2136.
- Watts, A., y Burov, E. (2003). Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness. *Earth Planet Science Letter*, 213(1–2), 113–131.
- Westbrook, G.K. (1975). The structure of the crust and upper mantle in the region of Barbados and the Lesser Antilles: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 43, 201-242.
- Westbrook, G. K., Mascle, A., y Biju-Duval, B. (1984). *Geophysics and structure of the Lesser Antilles forearc*. Washington (U.S. Government. Printing Office), 23-38.
- Woods, M.T., y Okal, E.A. (1996). Rayleigh-wave dispersion along the Hawaiian Swell: a test of lithospheric thinning by the thermal rejuvenation at a hotspot. *Geophysical Journal International*, 125, 325– 339.
- Worzewski, T., Jegen, M., Kopp, H., Brasse, H., y Castillo, T. (2011). Magnetotelluric image of the fluid cycle in the Costa Rican subduction zone. *Nature Geociense*, 4.
- Xu, X., Keller, G., y Guo, X. (2015). Dip variations of the North American and North Caribbean Plates dominate the tectonic activity of Puerto Rico–Virgin Islands and adjacent áreas. *Geological Journal*. Publicado online.
- Yegres, L (2017). Modelado bidimensional de la corteza de los Andes de Mérida en el perfil Andes Central, a partir de sísmica de refracción profunda. Tesis de Maestría. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.
- Yoris, F. y Ostos, M. (1997). Petroleum geology of Venezuela. En: Singer, J.M. Well Evaluation conference, Schlumberger oilfield Service, Caracas, Venezuela.