

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**MODELADO BIDIMENSIONAL DE LA CORTEZA EN LA ZONA
DE COLISIÓN CARIBE-SURAMÉRICA, PERFILES 64° O Y 65° O.**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. Rada. M, Fabián. A
Para optar al Título
de Ingeniero Geofísico

Caracas, Junio de 2007

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELADO BIDIMENSIONAL DE LA CORTEZA EN LA ZONA DE COLISIÓN CARIBE-SURAMÉRICA, PERFILES 64° O Y 65° O.

Tutor académico: Dr. Michael Schmitz (UCV-FUNVISIS)

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. Rada. M, Fabián. A
Para optar al Título
de Ingeniero Geofísico

Caracas, 2007.

Caracas, Junio de 2007

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el bachiller Fabián Rada, titulado:

**“Modelado bidimensional de la corteza en la zona de colisión Caribe-Suramérica,
perfiles 64° O y 65° O”**

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 expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.

Prof. Inírida Rodríguez
Jurado

Prof. Antonio Ughi
Jurado

Prof. Michael Schmitz
Tutor Académico

Dedicado a mis padres:

Marina y Alejandro

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a Dios la oportunidad que me ha brindado de estudiar en la Universidad Central de Venezuela, casa que vence las sombras. A mis padres: Marina y Alejandro, sin cuya ayuda no hubiese sido posible realizar este trabajo. A mi hermana Violeta, que se convirtió en vivo ejemplo a seguir.

Al Dr. Michael Schmitz por brindarme la oportunidad de trabajar con él y su equipo de trabajo en la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas. Indudablemente, al Ing. Jesús Ávila por las horas dedicadas a la asesoría de este trabajo. También deseo expresar mi gratitud en estas líneas a los señores: Víctor Rocabado, Javier Sánchez, Cecilio Morales, Kenny García, Carlos Reinoza, Eduin Amaris, Luis Nieves, Julio Medina, Jesús Moncada, Adriana Liendo, Yeni Vivas y Maryori Contreras que en algún momento me ayudaron.

A las compañeras Claudia y Carolina. A mis compañeros de tesis, Jeniffer y Simón, siempre dispuestos a prestar y recibir ayuda ante cualquier contratiempo presentado durante la realización de este trabajo.

A mis abuelas Josefina y Carmen. Al tío Freddy por el apoyo ofrecido.

A los amigos de Maracay, mi ciudad natal, y de Caracas, mi ciudad adoptiva. (No hace falta nombrarlos, ellos saben quienes son).

A la familia Peñalver-Aparicio, por hacerme parte suya, especialmente a Irma, Santiago y por supuesto a mi amada negra Beatriz, sin cuyo apoyo todo esto hubiese sido mucho más difícil.

A los que en un futuro lean esta modesta investigación, que la aprovechen!!!

Rada M., Fabián A.

MODELADO BIDIMENSIONAL DE LA CORTEZA EN LA ZONA DE COLISIÓN CARIBE-SURAMÉRICA, PERFILES 64° O Y 65° O.

Tutor Académico: Dr. Michael Schmitz. Trabajo Especial de Grado. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2007, 148 p.

Palabras Claves: refracción sísmica, fases corticales, modelo bidimensional, espesor cortical.

Resumen. En el año 2004 se adquirieron varios perfiles de refracción y reflexión sísmica profunda en la zona de colisión entre las placas tectónicas de Suramérica y el Caribe, en el marco de los proyectos conjuntos GEODINOS y BOLIVAR. Usando datos obtenidos de estaciones de la Red Sismológica Nacional y estaciones temporales desplegadas en el fondo marino (OBS), se construyeron 5 secciones sísmicas costa afuera para el noreste de Venezuela. En éstas se identificaron las llegadas correspondientes a las fases Pg (asociadas a refracciones en el basamento cristalino) y P_mP (reflexiones en la interfase corteza-manto). A partir de la información geológica y geofísica obtenida en la etapa inicial del proyecto GEODINOS, y estudios anteriores, se generaron 3 modelos bidimensionales sobre perfiles N-S a lo largo de las longitudes 64°O y 65°O. Éstos muestran las principales estructuras corticales y la velocidad de ondas P en el sureste del Mar Caribe, así como un modelo bidimensional del perfil 65° O (Venezuela continental) mediante un estudio de ondas S, utilizando el programa de trazado de rayos RAYINVR. El espesor cortical varía de 29 km bajo la Fosa de Cariaco, 27 km por debajo del Cinturón de Deformación Surcaribeño, y unos 25 km en la Cuenca de Venezuela. La velocidad de ondas P en la corteza superior e inferior varía entre 5.5 km/s y 7.4 km/s, respectivamente, siendo el promedio de 6.5 km/s. Para todos los modelos se propuso la existencia de sedimentos no consolidados de edad Oligoceno-Mioceno y sedimentos consolidados de margen pasivo de edad Jurásico-Cretácico. Los modelos poseen cambios laterales de velocidad que señalan, en sentido sur-norte, el cambio de corteza continental a oceánica respectivamente. Estos resultados han sido incorporados al mapa de espesores corticales del norte de Venezuela junto con dos trabajos (Masy, 2007 y Ruiz, 2007). Como tendencia regional se observa que la corteza es más gruesa al sur (30 km) y más delgada al norte (25 km).

Significado de las siglas:

GEODINOS: Geodinámica reciente del límite norte de la Placa Suramericana.

BOLIVAR: Broad-scale Onshore-Offshore Lithosphere Investigation of Venezuela and the Antilles Arc Region.

OBS: Ocean Bottom Seismometers (Sismómetros de fondo marino).

INDICE GENERAL

Contenido	Pág
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
Resumen	vi
Índice general	vii
Lista de figuras	x
Lista de tablas	xiv
Lista de apéndices	xiv
CAPÍTULO 1 Objetivos y antecedentes:	
Introducción	1
1.1. Planteamiento del problema	1
1.2. Ubicación del área de estudio	2
1.3. Objetivos	3
1.3.1. Objetivo general	3
1.3.2. Objetivos específicos	3
1.4. Justificación	4
1.5. Antecedentes a nivel mundial	4
1.5.1. Proyectos realizados en Venezuela	6
COLM	6
ECOQUAY	8
ECCO	8
Mar y Tierra	9
GEODINOS-BOLIVAR	9
CAPÍTULO 2 Marco Geológico-Geotectónico:	
2.1. Morfología actual de la placa tectónica del Caribe	13
2.2. Modelos de origen y evolución de la placa del Caribe	16
2.2.1. Origen en el Océano Pacífico	16
2.2.2. Origen Intra-Américas	29

2.3. Evolución tectono-estratigráfica de la Cuenca Oriental de Venezuela	35
--------------------------------------------------------------------------	----

CAPÍTULO 3 Marco teórico:

3.1. Sísmica de refracción y reflexión profunda	38
3.2. Fases corticales principales en la sísmica de gran ángulo	38
3.3. Tiempos de viaje y trayectorias de onda	41
3.4. Principios de correlación	43
3.5. Principio del método de trazado de rayos	46
Modelado directo	46
Trazado de rayos	46
Parámetros del modelo	48
3.6. Fórmula de cálculos aproximados	49

CAPÍTULO 4 Marco metodológico:

4.1. Adquisición de datos sísmicos	51
4.1.1. Adquisición marina	51
4.1.2. Adquisición terrestre	52
4.2. Procesamiento de los datos sísmicos	54
4.2.1. Secciones en mar (RSN y OBS)	54
a) Organización y corte de los archivos de disparos	54
b) Generación de las secciones sísmicas crudas	54
c) Procesamiento de las secciones sísmicas	56
Filtro pasa-alto	56
Recuperación de ganancia	59
Filtro pasa-banda	60
Apilado de trazas	63
Asignación de la geometría	64
4.2.2. Secciones en tierra	67

CAPÍTULO 5 Resultados y discusión	
5.1. Interpretación de las secciones sísmicas y modelado bidimensional	68
5.1.1. Secciones en mar (análisis de ondas P)	68
5.1.1.1. Perfil 65° O	68
a) Sección BOL19 Piña Colada	68
b) Sección BOL19 Cuba Libre	71
Modelado de la línea BOL19 mediante ondas P	75
c) Sección BOL20 Piña Colada	79
Modelado de la línea BOL20 mediante ondas P	82
5.1.1.2. Perfil 64° O	88
a) Sección BOL28 Devil´s Kiss	88
b) Sección BOL28 Carúpano	91
Modelado de la línea BOL28 mediante ondas P	94
5.1.2. Secciones en tierra (análisis de ondas S)	99
5.1.2.1. Perfil 65° O, disparo “Cantaura”	100
Modelado del perfil 65° O, disparo “Cantaura” mediante ondas S	102
5.2. Mapas de espesores corticales	106
Conclusiones y recomendaciones	108
Bibliografía y referencias citadas	115
Anexos	123

LISTA DE FIGURAS

<i>Figura N°</i>	<i>Pág.</i>
1. Localización de la zona de estudio	2
2. Espesor global de la corteza según el Modelo CRUST 2.0	6
3. Mapa de ubicación de perfiles de refracción profunda empleados los estudios corticales previos en Venezuela	7
4. Modelo de velocidades de ondas P del perfil de orientación aproximada NO-SE perteneciente al proyecto COLM, según reinterpretación de Guédez	7
5. Modelo de velocidades de ondas P obtenido durante el proyecto	8
6. Localización de la zona de estudio de los Proyectos GEODINOS-BOLIVAR	10
7. Mapa preliminar de espesores corticales del norte de Venezuela obtenido de estudios de refracción sísmica profunda	12
8. Mapa de las principales unidades geomorfológicas del Caribe	13
9. Reconstrucción Palinspástica Jurásico Temprano (Pindell y Kennan, 2001)	17
10. Reconstrucción Palinspástica Jurásico Tardío (Pindell y Kennan, 2001)	18
11. Reconstrucción palinspástica Cretácico Temprano (Pindell y Kennan, 2001)	19
12. Reconstrucción palinspástica Aptiense Temprano (Pindell y Kennan, 2001)	20
13. Reconstrucción palinspástica Albiense Tardío (Pindell y Kennan, 2001)	21
14. Reconstrucción palinspástica Campaniense Temprano (Pindell y Kennan, 2001)	22
15. Reconstrucción palinspástica Maastrichtiense (Pindell y Kennan, 2001)	23
16. Reconstrucción palinspástica Paleoceno Tardío (Pindell y Kennan, 2001)	24
17. Reconstrucción palinspástica Eoceno Medio (Pindell y Kennan, 2001)	25
18. Reconstrucción palinspástica Oligoceno Temprano (Pindell y Kennan, 2001)	26
19. Reconstrucción palinspástica Mioceno Medio (Pindell y Kennan, 2001)	27
20. Reconstrucción palinspástica Mioceno Tardío (Pindell y Kennan, 2001)	28
21. Reconstrucción palinspástica Caloviense-Oxfordiense (Meschede y Frisch, 1998)	29
22. Reconstrucción Palinspástica Cretácico Temprano (Meschede y Frisch, 1998)	30

23. Reconstrucción Palinspástica Albiense (Meschede y Frisch, 1998)	31
24. Reconstrucción Palinspástica Campaniense (Meschede y Frisch, 1998)	32
25. Reconstrucción Palinspástica Paleoceno (Meschede y Frisch, 1998)	33
26. Reconstrucción Palinspástica Eoceno (Meschede y Frisch, 1998)	34
27. Reconstrucción Palinspástica Mioceno (Meschede y Frisch, 1998)	34
28. Corte geológico conceptual NO-SE del nor-oriente venezolano	37
29. Trayectoria de rayos de las principales fases corticales	40
30. Trayectoria de rayos que se rigen por la Ley de Snell	41
31. Esquema de curvas camino-tiempo de rayos	43
32. Correlación de grupo y de fase	45
33. Esquema de trazado de rayo para una refracción en un modelo formado por 5 capas	47
34. Interfases entre capas definidas por el usuario mediante una cantidad arbitraria de nodos	48
35. Trapezoide irregular en el plano xz, con límites verticales y velocidades definidas en cada esquina	49
36. Buques de investigación oceanográfica	51
37. Mapa de ubicación de las estaciones receptoras	53
38. Diagrama que muestra la configuración de las fuentes y el receptor (Receiver gather)	54
39. Segmento de la sección BOL28B-DK registrada en la estación (OBS) Devil's Kiss.	56
40. Espectro de amplitudes de la sección BOL19ORCV	57
41. Espectro de amplitudes de la sección BOL19CL	58
42. Fragmento de la sección sísmica BOL28B-DK registrada en la estación (OBS) Devil's Kiss obtenida luego de un filtrado paso-alto	59
43. Fragmento de la sección sísmica BOL28B-DK registrada en la estación (OBS) Devil's Kiss obtenida luego de una recuperación de ganancia	60
44. Espectro de amplitudes de la sección BOL19ORCV luego de realizar un filtrado pasa-banda	61
45. Espectro de amplitudes de la sección BOL19CL luego de realizar un filtro pasa-banda	61

46. Fragmento de la sección sísmica BOL28B-DK registrada en la estación (OBS) Devil's Kiss obtenida luego de un filtrado pasa-banda	62
47. Esquema simplificado mostrando el apilamiento realizado a cada grupo de cuatro trazas	63
48. BOL28BDK luego de un apilado de trazas	64
49 Sección sísmica bol28DK preliminar en tiempo no reducido y con geometría incluida	65
50. Sección sísmica final en tiempo reducido	66
51. Mapa de ubicación de la línea BOL19, receptor "Piña Colada"	68
52. Sección sísmica interpretada BOL19PC	70
53. Mapa de ubicación de la línea BOL19 y la estación receptora (OBS) "Cuba Libre"	71
54. Sección sísmica reducida correspondiente a la línea de disparos BOL19CL (parte sur)	72
55. Sección sísmica final (interpretada) en tiempo reducido correspondiente a la línea de disparos BOL19CL (parte norte)	73
56. Ubicación de la línea de disparos BOL19, receptores "Piña Colada" y "Cuba Libre"	75
57. Batimetría del perfil 65°O (línea BOL19)	76
58. Modelo del perfil 65°O (línea BOL19)	78
59. Mapa de ubicación de la línea BOL20PC	79
60. Sección sísmica interpretada BOL20PC (norte)	81
61. Ubicación de la línea de disparos BOL20, receptores PCR V y PC	82
62. Batimetría del perfil 65°O (línea BOL20)	83
63. Perfil 65°O (línea BOL20)	85
64. Comparación entre dos modelos de velocidades de ondas P	87
65. Mapa de ubicación de la línea BOL28 DK	88
66. Sección sísmica interpretada BOL28DK	90
67. Ubicación de la línea de disparos BOL28, receptor CRUV	91
68. Sección sísmica BOL28CRUV	93
69. Ubicación de la línea de disparos BOL28, receptores CRUV y DK	94
70. Batimetría del perfil 64°O (línea BOL28)	94

71. Modelo del perfil 64°O (línea BOL28)	96
72. Comparación entre los modelos de velocidades de ondas P para el perfil marino 64° O	98
73. Mapa de ubicación de los perfiles 64°O y 65°O con sus respectivos disparos	99
74. Sección Cantaura-sur (interpretada)	100
75. Sección Cantaura-norte (con y sin interpretación)	101
76. Modelo del perfil 65°O (línea Cantaura)	104
77. Comparación entre los modelos de velocidades de ondas P y ondas S para la prolongación en tierra del perfil aproximado 65° O	105
78. Mapa preliminar de espesores corticales del norte de Venezuela obtenido de estudios de refracción sísmica profunda (Schmitz, 2005)	106
79. Mapa actual del espesor cortical del norte de Venezuela obtenido mediante estudios de sísmica de refracción profunda	107
80. Comparación entre los modelos de velocidades de ondas P para el perfil marino 64° O	109
81. Comparación entre los modelos de velocidades de ondas P y ondas S para el perfil terrestre 65° O	110
82. Comparación entre los modelos de velocidades de ondas P para el perfil marino 65° O	112
83. Mapa del espesor cortical de la zona de colisión entre las placas Caribe-Suramérica	113

LISTA DE TABLAS

<i>Tabla N°</i>	<i>Pág.</i>
<i>I.</i> Lista de los disparos estudiados en esta investigación	67
<i>A-I.</i> Lista de las secciones sísmicas procesadas en esta investigación	142

LISTA DE APÉNDICES

<i>Apéndice N°</i>	<i>Pág.</i>
1. Códigos utilizados durante el procesamiento de los datos sísmicos en esta investigación	124
2. Fotografías de algunos instrumentos utilizados durante la adquisición de datos sísmicos	139
3. Secciones sísmicas sin interpretar	142

CAPÍTULO I

OBJETIVOS Y ANTECEDENTES

Introducción

1.1 Planteamiento del problema

La zona de colisión entre la Placa del Caribe y la Placa de Suramérica es un ejemplo característico de convergencia oblicua, fenómeno que originó la formación de cinturones orogénicos activos, así como sistemas de fallas rumbo-deslizantes dextrales orientadas aproximadamente en dirección este-oeste a lo largo de un cinturón de deformación de aproximadamente 100 Km de ancho (Audemard *et al.*, 2000), definido por los sistemas montañosos de los Andes venezolanos, la Cordillera de la Costa y delimitado por los sistemas de fallas Oca-Ancón, Boconó, San Sebastián, El Pilar. El sistema de fallas principales está seguido por un número de fallas activas menores entre las que se encuentran: Valera, La Victoria, Tacagua – El Ávila, Urica y Pirital (Schubert, 1984).

Al sureste del Caribe la estructura de la litósfera presenta gran variación lateral producto de la compleja evolución tectónica y geodinámica de la zona. En tal sentido, la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas coordina el proyecto de investigación **GEODINOS** (“**Geodinámica reciente del límite norte de la Placa Suramericana**”) con el financiamiento del **Fondo Nacional de Ciencia, Tecnología e Investigación (FONACIT)** y **PDVSA-INTEVEP**, con la colaboración de universidades e instituciones venezolanas (Universidad Central de Venezuela, Universidad Simón Bolívar, Fundación Instituto de Ingeniería y Centro de Procesamiento Digital de Imágenes) que junto con investigadores de Rice University, Indiana University, University of Texas, University of California at San Diego y University of Georgia a través del proyecto **BOLIVAR** (“**Broad-scale Onshore-Offshore Lithosphere Investigation of Venezuela and the Antilles Arc Region**”) (Levander et al, 2006), bajo el financiamiento de la **National Science Foundation** de los Estados Unidos (NSF), han adquirido e interpretado información geofísica y geológica en el norte de Venezuela, tanto en territorio continental como costa afuera.

En el presente trabajo de investigación, que forma parte de los proyectos citados, se pretende determinar la distribución de velocidades sísmicas y los espesores corticales presentes en el oriente de Venezuela, utilizando 5 secciones de refracción sísmica profunda.

1.2 Ubicación del área de estudio

El área de estudio (figura 1) está delimitada entre los 63° y 66° de longitud oeste y los 8° y 14° de latitud norte. Se utilizaron los perfiles N-S de longitud 65° O (BOL19-BOL20) y 64° O (BOL27-BOL28).

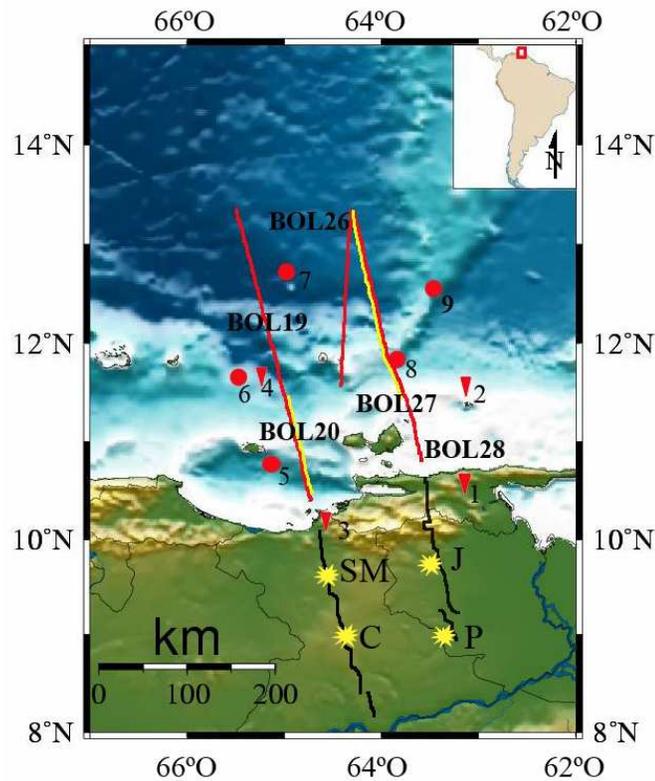


Figura 1. Localización de la zona de estudio. Las líneas rojas (reflexión) y amarillas (refracción) representan transectos de detonaciones realizadas con cañones de aire. Los triángulos rojos son las estaciones receptoras de la Red Sismológica Nacional operada por FUNVISIS, mientras los círculos rojos simbolizan las estaciones portátiles temporales (OBS) utilizadas en el presente estudio. Las líneas negras representan la ubicación de los receptores en tierra y las estrellas amarillas la detonación realizada en San Mateo (SM) y Cantaura (C), estado Anzoátegui, y Jusepín (J) y Pericoco (P), estado Monagas, correspondientes a la prolongación en tierra de los perfiles 64° O y 65° O.

En la figura 1 las estaciones receptoras están numeradas de la siguiente manera: 1) Carúpano (CRUV), 2) Los Testigos (ITEV), 3) Puerto La Cruz (PCRUV), 4) La Orchila (ORCV), 5) Piña Colada (PC), 6) Cuba Libre (CL), 7) Sombrero (SO), 8) Devil's Kiss (DK) y 9) Zombie (ZB).

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general:

Elaborar modelos bidimensionales de la corteza a partir del perfil 64° O y del perfil 65° O, ubicados en la región nororiental de Venezuela, en la zona de colisión entre las placas Caribe y Suramericana.

1.3.2 Objetivos específicos

- Generar las secciones sísmicas a partir de los datos registrados en las estaciones receptoras.
- Identificar las fases corticales principales en las secciones sísmicas obtenidas a través los datos registrados durante la adquisición de los perfiles 64° O y 65° O en las estaciones banda ancha: La Orchila, Puerto La Cruz y Carúpano, pertenecientes a la Red Sismológica Nacional.
- Identificar las fases corticales principales en las secciones sísmicas obtenidas a través los datos registrados durante la adquisición de los perfiles 64° O y 65° O en los sismógrafos de fondo marino (OBS): Cuba libre, Devil's kiss, Sombrero y Piña Colada pertenecientes a IRIS-PASSCAL DMC.
- Identificar las principales fases corticales de ondas de corte en las secciones sísmicas correspondientes a la prolongación en tierra de los perfiles 64° O y 65° O.

- Modelar la distribución de velocidades y el espesor cortical en el nor-oriente de Venezuela.
- Interpretar las estructuras de deformación a nivel de corteza y manto superior observadas en los modelos bidimensionales propuestos para el nor-oriente de Venezuela.

1.4 Justificación

La presente investigación aportará a los proyectos GEODINOS y BOLIVAR valiosa información sobre las velocidades de propagación de ondas sísmicas y la geometría de las estructuras de la litósfera, especialmente en la zona de transición de la corteza al manto terrestre. Con ello, se lograrán interpretaciones basadas en datos actuales que permitirán un mejor conocimiento de la interacción entre las placas tectónicas del Caribe y Suramericana, así como la relación que guardan con los diferentes accidentes tectónicos y geodinámicos de la región.

Además, los modelos corticales obtenidos podrán ser utilizados al momento de determinar la localización de los hipocentros de sismos que ocurran en la zona, lo que directamente mejorará la evaluación del riesgo sísmico.

1.5 Antecedentes a nivel mundial

CRUST 5.1: Un modelo global de la corteza 5° x 5° (Mooney et al., 1998) fue generado a partir de una exhaustiva compilación de datos de perfiles de refracción sísmica efectuados alrededor del mundo entre 1948 y 1995, que incluyen espesores de capas de hielo y sedimentos. El modelo está compuesto por 2592 celdas cuadradas de 5° de lado, en las cuales la corteza y el manto superior son descritas por ocho capas: (1) hielo, (2) agua, (3) sedimentos no consolidados, (4) sedimentos consolidados, (5) corteza cristalina superior, (6) corteza media, (7)

corteza inferior y (8) manto superior. La topografía y batimetría fueron adaptadas desde la base de datos estandarizada conocida como **ETOPOS** (Mooney et al., 1998).

La corteza cristalina de los continentes y sus márgenes fue dividida en tres capas, cada una definida por velocidades de ondas P características: la corteza cristalina posee entre 5.7 km/s y 6.3 km/s, corteza media entre 6.4 km/s y 6.7 km/s y corteza inferior entre 6.8 km/s y 7.4 km/s (Mooney et al., 1998).

La mayoría de los estudios de refracción sísmica indica un espesor de la corteza oceánica que varía entre los 6 km y 7 km. Del mismo modo, la corteza cristalina oceánica también se dividió en 3 capas: la primera está compuesta por almohadillas y diques de basalto con una velocidad promedio de onda P de 5 km/s, mientras que la segunda y la tercera capa son rocas gabroides con velocidades de 6.6 y 7.1 km/s, respectivamente (Mooney et al., 1998)

En el caso de corteza anómala (mesetas oceánicas, puntos calientes y zonas de rifts) Mooney y otros (1998) afirman que su espesor puede incrementarse unos 10 km o más. Algunas de las mesetas oceánicas más grandes conocidas, tales como la meseta del Caribe y las montañas del Pacífico medio están localizadas sobre inflamaciones de origen térmico (Mooney et al, 1998). La profundidad promedio calculada para la discontinuidad de Mohorovičić es de 21.8 km (global), 38 km (continentes) y 12.6 km (océanos, incluyendo la capa de agua de 4 km de espesor promedio). El resultado se muestra en la figura 2.

La versión más reciente de este modelo se denomina CRUST 2.0 y se muestra en la figura 2, la cual consta de celdas cuadradas de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$, que exhiben un mayor nivel de detalle (Laske et al., 2000).

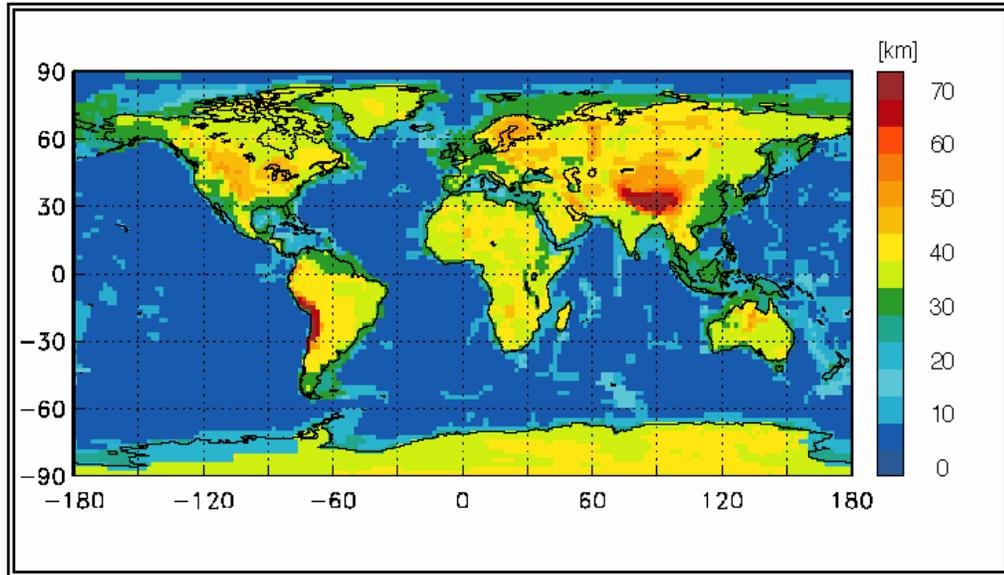


Figura 2. Espesor global de la corteza según el Modelo CRUST 2.0: incluye la topografía sobre el nivel del mar pero no batimetría. El espesor promedio de la corteza continental y sus márgenes es 38 km y varía de 20.5 km a 70 km (Tomado de Laske *et al.*, 2000).

1.5.1 Proyectos realizados en Venezuela

En Venezuela se han efectuado varios experimentos de refracción sísmica profunda con el fin de estudiar las estructuras de la corteza y el manto superior, entre ellos se tiene:

Proyecto COLM

El proyecto **COLM (Estudio Cortical de la Costa Oriental del Lago de Maracaibo)** fue el primer estudio de este tipo en Venezuela en el año 1984. Se adquirieron 2 perfiles de 130 km de longitud (figura 3) (Gajardo et al., 1986) en los cuales se interpretaron dos capas sedimentarias. La suprayacente de 4 km de espesor y velocidad de onda P igual a 2.8 km/s, y la infrayacente de 8 km y 5.4 km/s. La velocidad promedio estimada para la corteza cristalina es 6.1 km/s, mientras para la corteza inferior es 6.7 km/s. La profundidad de Moho varía entre 33 km y 43 km, al sureste y noroeste, respectivamente. La velocidad del manto superior es 8.2 km/s (Rivas et al., 1988). Además, Guédez (2003), realizó una re-evaluación de estos modelos (ver figura 4), obteniendo una profundidad de Moho

similar hacia el noroeste (43 km) pero al sureste no concuerda con los investigadores previos (42 km).

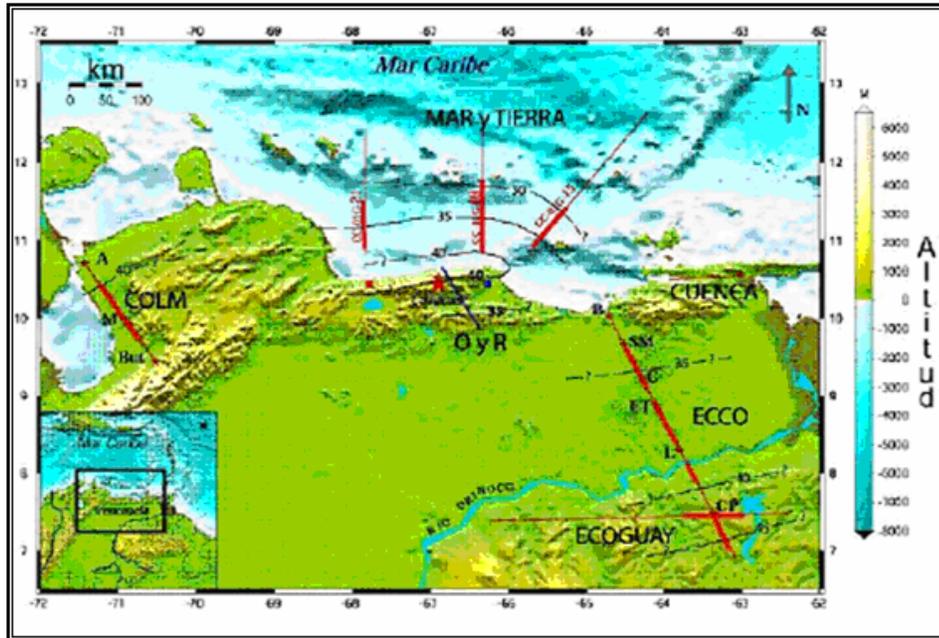


Figura 3. Mapa de ubicación de perfiles de refracción profunda empleados los estudios corticales COLM, ECOGUAY, ECCO y MAR Y TIERRA en Venezuela La línea azul representa un perfil gravimétrico realizado en la Cordillera de la Costa (tomado de Guédez, 2003).

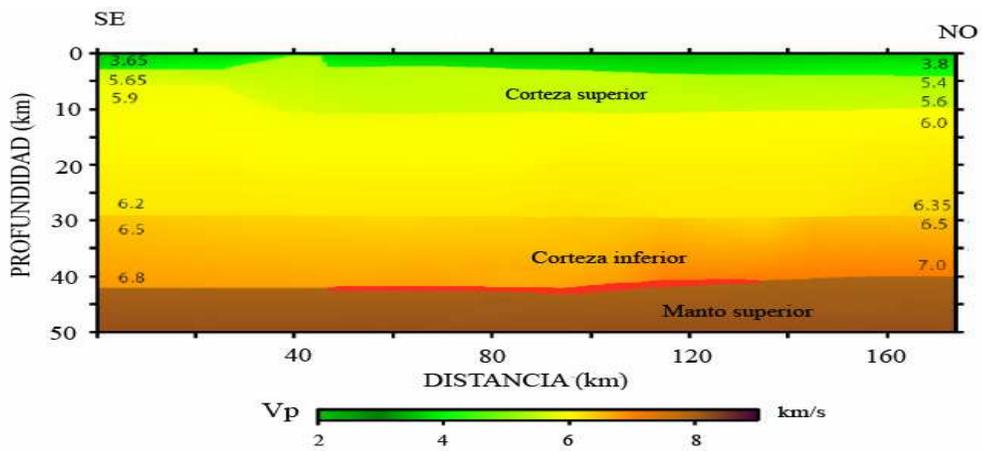


Figura 4. Modelo de velocidades de ondas P del perfil de orientación aproximada NO-SE perteneciente al proyecto COLM, según reinterpretación de Guédez (tomado de Guédez, 2003).

Proyecto ECOGUAY

El proyecto **ECOGUAY (Estudio Cortical del Escudo de Guayana)** se realizó en 1998, tuvo como principal objetivo determinar la estructura cortical y el espesor del Escudo de Guayana. Se realizaron nueve perfiles (el más largo fue de 320 km) aprovechando las voladuras de las minas de hierro “Cerro Bolívar” en Ciudad Piar, así como las de la cantera Cantarrana al suroeste de Puerto Ordáz y por último las de las minas de oro La Unión y Colombia en El Callao (Chalbaud, 2000) (figura 3). El modelo presenta la siguiente configuración: una corteza superior con velocidades entre 6.0 y 6.3 km/s y un espesor de 20 km. Le sigue una corteza inferior con velocidades entre 6.5 y 7.2 km/s. La profundidad de Moho es de 44 km al este y 46 km al oeste. El promedio de la velocidad cortical se estimó entre 6.4 y 6.6 km/s (Schmitz et al., 2002).

Proyecto ECCO

El proyecto **ECCO (Estudio Cortical de la Cuenca Oriental)**, que se realizó en 2001, consta de un perfil principal de orientación aproximada N-S de 300 km de longitud, que comienza en Barcelona y termina en el Escudo de Guayana. El perfil secundario de orientación suroeste-noreste y 80 km de largo cruza a la intersección entre la Cuenca Oriental y la Serranía del Interior (ver figura 3). Para ambos se utilizaron como fuente, explosivos colocados en pozos de hasta 30 m de profundidad (Martins, 2002).

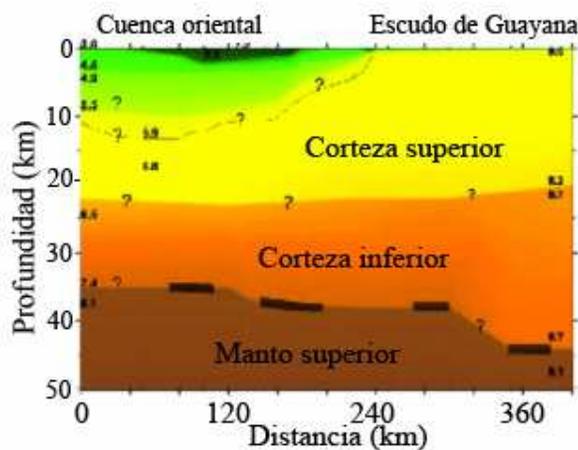


Figura 5. Modelo de velocidades de ondas P obtenido durante el proyecto ECCO (tomado de Schmitz et al, 2005).

En la figura 5 se observa el modelo de velocidad P, observándose que la profundidad de la cobertura sedimentaria fue estimada en 13 km con una velocidad promedio de onda P de 4.2 km/s. Por otra parte, se estimó la profundidad de Moho en 45 km en el Escudo de Guayana, 39 km en el Río Orinoco, 36 km en las cercanías de El Tigre (centro de la cuenca) y 35 km en Barcelona (Schmitz et al, 2005).

Proyecto Mar y Tierra

El proyecto **Mar y Tierra (Estudio Cortical del Centro-Norte de Venezuela)** se realizó con el fin de determinar el espesor cortical del Caribe en el centro-norte de Venezuela (ver ubicación en la figura 3). Para ello, se realizaron tres perfiles que alcanzaron una longitud total de casi 250 km. La orientación de dos de ellos fue N-S y el otro NE-SO (Guédez, 2003).

El registro de los datos sísmicos se hizo utilizando 15 estaciones sismológicas portátiles, más la estación Birongo (BIRV) perteneciente a la Red Sismológica Nacional operada por FUNVISIS. Se aprovecharon los disparos hechos por cañones de aire comprimido durante la jornada de campo del Proyecto Caribe Central realizado por PDVSA (Guédez, 2003).

Se estimó que la profundidad de Moho varía entre 36-39 km en la costa y disminuye a 20 km hacia el norte. La velocidad promedio de la corteza obtenida fue de 6.1 km/s (Guédez, 2003).

Proyectos GEODINOS-BOLIVAR

La interpretación de los datos sísmicos de los proyectos conjuntos **BOLIVAR** y **GEODINOS**, han producido hasta la fecha, modelos corticales del norte de Venezuela (Ávila, 2005; Bezada, 2005; Viera, 2005 y Yáñez, 2005). En la figura 6, mostrada a continuación se muestra la ubicación del área de estudio, y luego se muestran los resultados obtenidos según el área de estudio asignada a cada uno de ellos:

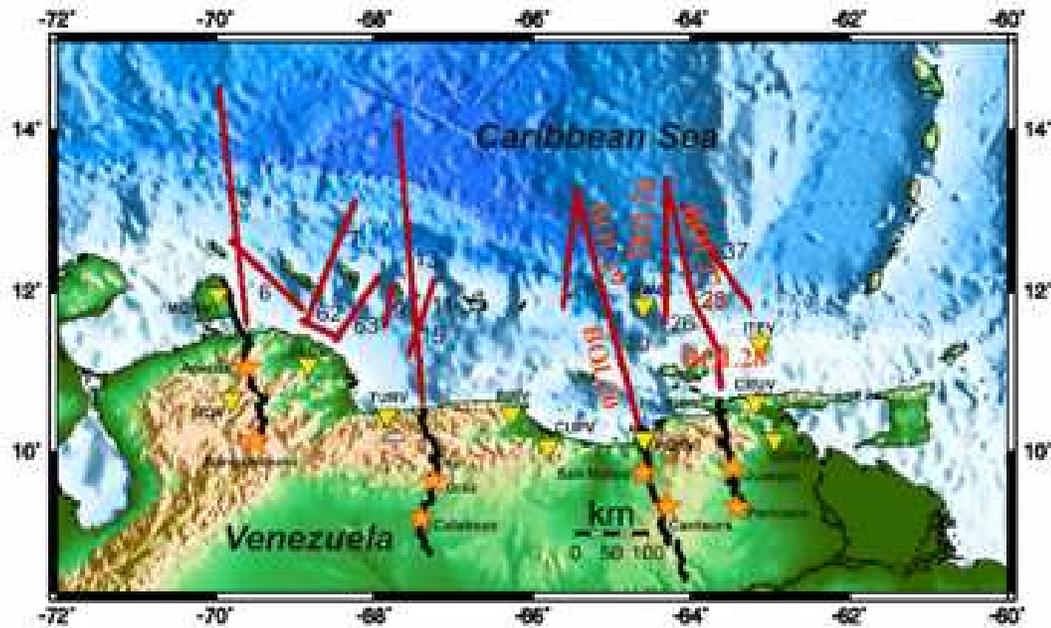


Figura 6. Localización de la zona de estudio de los Proyectos GEODINOS-BOLIVAR. Las líneas rojas representan transectos de detonaciones realizadas con cañones de aire. Los triángulos amarillos son las estaciones de la Red Sismológica Nacional (Tomada de Schmitz et al, 2005).

Región occidental de Venezuela (estados Lara y Falcón): se modeló una sección principal en mar, una sección principal en tierra y 5 secciones adicionales. El modelo principal en tierra muestra un adelgazamiento cortical donde la profundidad de Moho se reduce a 27 km al norte de la población de Aracua. En el modelo principal en mar se observa la presencia de una acumulación sedimentaria de aproximadamente 7 km de espesor entre las islas de Aruba y Curazao y reflexiones interpretadas como correspondientes a la corteza oceánica subducida de la Placa Caribe. La placa subducida muestra un espesor de 11 km y un ángulo de subducción de 6°, aproximadamente. Los modelos de las líneas adicionales al oriente del perfil principal muestran la continuidad hacia el este del adelgazamiento cortical y un mayor espesor de sedimentos asociados a la Cuenca de Falcón (Bezada, 2005).

Región central de Venezuela (Estados Aragua y Guarico): se efectuaron ocho secciones. A partir de las secciones en mar se observó una profundidad de Moho de 30 km en la Cuenca de Bonaire. A la corteza superior se le estimó una

velocidad promedio de onda P de 6.2 km/s, mientras a la corteza inferior de 6.9 km/s. En la parte continental la profundidad de Moho varía entre 37 km y 39 km. La corteza se parametrizó en dos capas: superior, con velocidad promedio de onda P de 6.2 km/s y corteza inferior, de 6.9 km/s. En estos modelos continentales no se muestra engrosamiento de la corteza debajo de la Cordillera de la Costa, mientras en los modelos obtenidos a partir de perfiles costa afuera señalan una profundidad de Moho aproximada a los 40 km (Viera, 2005).

Región oriental de Venezuela, perfil 65° O (Estado Anzoátegui): el perfil consta de una parte marina y la prolongación que cruza de norte a sur a casi todo el estado. Los disparos en mar se realizaron con cañones de aire de 100 litros de volumen y en tierra se hicieron dos disparos con cargas de 600 kg de explosivos ubicados en pozos de 47 m de profundidad en las localidades de San Mateo y Cantaura. En los modelos en mar se propone la profundidad de la discontinuidad de Moho entre 25 km hasta 32 km, al norte de la ciudad de Puerto La Cruz. En el modelo en tierra se obtuvo una profundidad de dicha discontinuidad que varía entre 32 km al norte y 38 km al sur del perfil, además se propone la existencia de una duplicación de Moho como producto del arrastre de material asociado a la Corteza Inferior a consecuencia de un proceso de subducción en el nor-oriente de Venezuela (Ávila, 2005).

Región oriental de Venezuela, perfil 64° O (Estados Monagas y Sucre): se utilizó un único transecto de refracción con orientación aproximada N-S, que comienza al sur del estado Monagas, cruza al estado Sucre y se prolonga costa afuera unos 200 km. En estos últimos, el espesor cortical presenta unos 26 km al norte y 34.8 km al sur. La mayor acumulación sedimentaria se estimó en 10 km y se asocia a la Cuenca de La Blanquilla. También se observaron importantes espesores asociados al Cinturón de Deformación del Caribe sur y a la Cuenca de Grenada (Yáñez, 2005).

En el continente, el máximo espesor de sedimentos corresponde a la Cuenca de Maturín (11 km). También se determinó un espesor cortical igual a 50 km al norte de la misma (Yáñez, op cit).

En la figura 7 se muestra la integración de todos estos datos para el área norte de Venezuela, que se expresa en un mapa de espesores corticales.

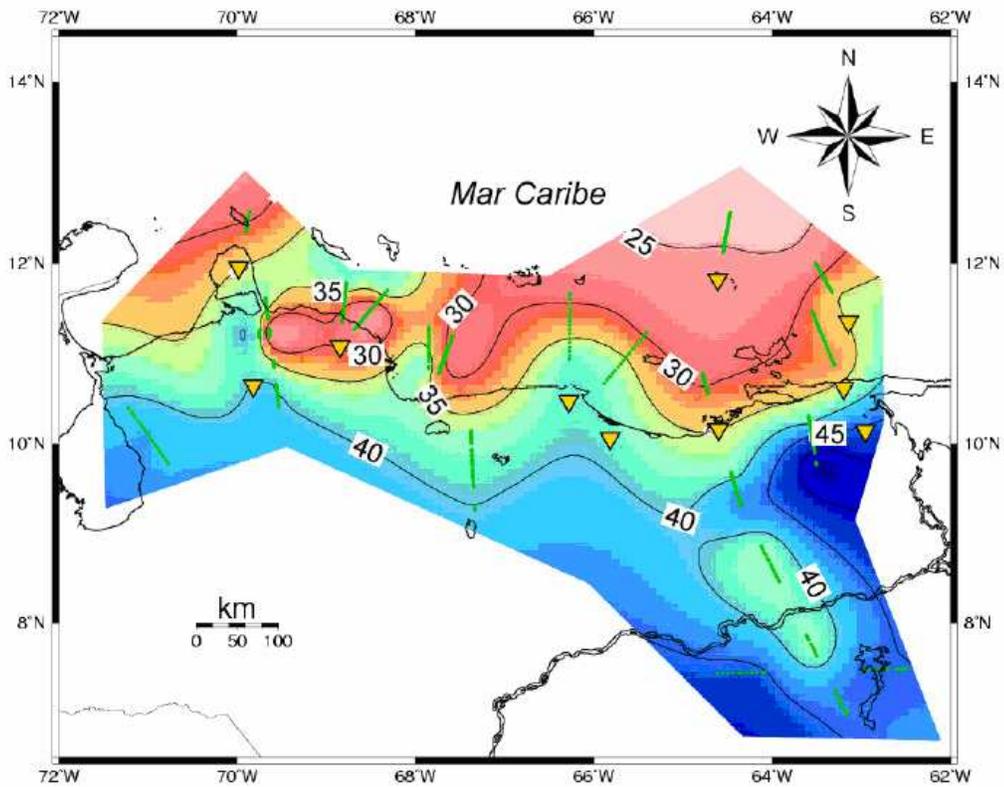


Figura 7. Mapa preliminar de espesores corticales del norte de Venezuela obtenido de estudios de refracción sísmica profunda. Las líneas verdes indican la porción de los perfiles que fueron modeladas con las reflexiones del Moho (Tomado de Schmitz et al, 2005).

CAPÍTULO 2

MARCO GEOLÓGICO-GEOTECTÓNICO

2.1 Morfología actual de la placa tectónica del Caribe

Existe una serie de rasgos en el área del Caribe que han sido estudiados ampliamente por diferentes proyectos. Estos rasgos pueden ser cuencas o depresiones, altos, gargantas, fosas, prismas de acreción, ente otros. A continuación se describen algunas de sus características principales (ver figura 8):

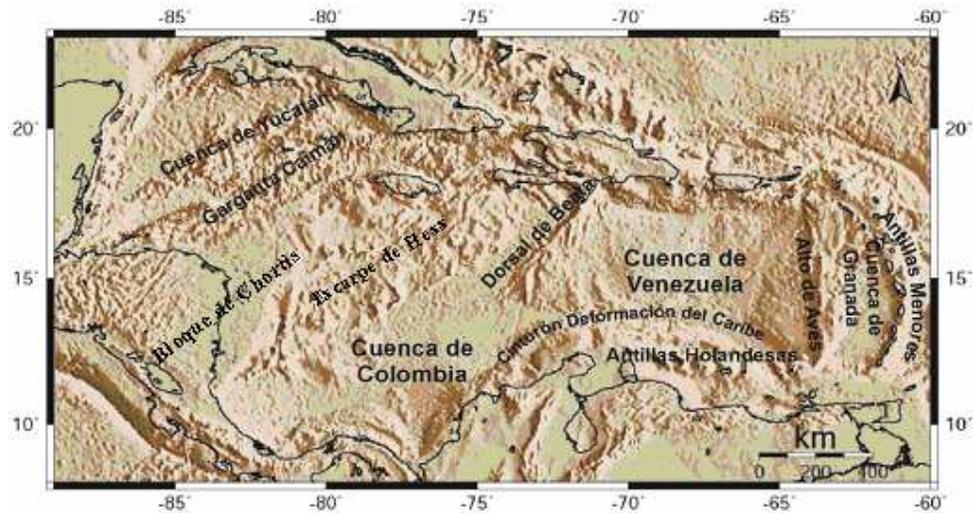


Figura 8. Mapa batimétrico en donde se muestran las principales unidades geomorfológicas del Caribe (Tomado de Bezada (2005) a partir de los datos de Smith y Sandwell (1997)).

Cuenca de Venezuela: limita al norte con la Garganta de los Muertos, al sur con el Cinturón de deformación del Caribe sur, al oeste por el Alto de Beata y al este por el Alto de Aves. La profundidad promedio de esta cuenca es de 4 km, siendo menos profunda hacia el centro (Donnelly, 1994) (figura 8).

Dorsal de Beata: se conoce como la Cordillera submarina de Beata, (Draper *et al.*, 1994) con alturas cercanas a los 2 km desde el piso oceánico. Esta dorsal tiene una orientación aproximada N-S y se encuentra al oeste de la Cuenca de Venezuela (figura 8), se presume que se originó en el Cretácico Tardío (Ladd *et al.*, 1984).

Cuenca de Colombia: se define como la depresión limitada al sur por el margen continental de Panamá y Colombia, al noroeste y norte por el Escarpe de Hess y al este por la fracción sur del Alto de Beata (Draper et al., 1994) (figura 8). La corteza presente en esta cuenca se estima en 20 km de espesor, siendo mayor al observado en la Cuenca de Venezuela (Ladd et al., 1984).

Bloque de Chortis: el límite norte lo constituye el sistema de fallas Motagua-Polochic, el cual es considerado como el borde entre las placas norteamericana y caribeña. El límite sur-oeste del bloque es la Fosa de Centro América, sin embargo el resto de los límites no están bien definidos (Ortega et al., 2004) (figura 8).

Cuenca de Granada: es de tipo retro-arco que muestra concavidad hacia el oeste. Está limitada al oeste por el Alto de Aves, al este por las Antillas Menores, al norte por el Banco de coral de Saba y al sur por la plataforma venezolana (figura 8). En su totalidad fue moldeada por un régimen extensional que también modificó al Alto de Aves (Bouysse y Westercamp, 1990).

Alto de Aves: Tiene una longitud aproximada de 480 km en dirección norte-sur, y se ubica unos 200 km al oeste del Arco de islas que conforman las Antillas Menores (figura 8). Entre las rocas subyacentes al arco se encuentran granitos y basaltos que presentan una cobertura sedimentaria. Diversos investigadores lo proponen como un arco de islas extinto (Draper et al., 1994)

Antillas Menores:

Islas de Barlovento: forman un arco insular ubicado al este de la Cuenca de Granada muy cerca del límite este de la Placa Caribe (figura 8). Entre ellas se mencionan a Granada, Guadalupe, Barbuda, Martinica, San Vicente, Islas Vírgenes y Barbados. A partir del Eoceno Temprano termina el

proceso de subducción asociado al Alto de Aves y comienza en las Antillas Menores (Pindell y Barret, 1990).

Islas de Sotavento: este grupo está conformado por las islas de Aruba, Curazao, Bonaire, Las Aves, Los Roques, La Orchila, La Tortuga, Coche, Cubagua y Margarita, situadas frente a las costas de Venezuela y sobre la plataforma continental suramericana (figura 8). Están compuestas de rocas sedimentarias y volcánicas de edad cretácica pobremente metamorfizadas, que tienen intrusiones de cuerpos granitoides de edad cretácica tardía, y cubiertas por rocas sedimentarias del Cenozoico Tardío. Forman parte del sistema montañoso del Caribe, el cual es un cinturón con tendencia E-O que se extiende desde la Sierra Nevada de Santa Marta al oeste hasta las islas de Trinidad y Tobago al este (Bellizia y Dengo, 1990).

Cinturón de deformación del Caribe norte: se divide en dos ramales, el primero constituido por las islas de Puerto Rico, La Española (República Dominicana y Haití) y el sureste de Cuba (figura 8). El modelo geotectónico más aceptado propone que dentro de este borde de placas, ancho y difuso, se produce una tectónica en microplacas o bloques tectónicos (Byrne et al., 1985; Jansma et al., 2000). Las islas consisten de un basamento oceánico Jurásico, infrayaciendo a depósitos de arco de islas de edad Cretácico Temprano a Paleógeno, evento asociado a la colisión oblicua de las Antillas Mayores con la plataforma Florida-Bahamas. Desde el Post-Oligoceno al presente las islas han sufrido otra fase orogénica mayor debido a transpresión sinistral causada por el movimiento hacia el este de la placa Caribe con respecto a Norteamérica. (Draper et al., 1994)

El segundo ramal (Cuba central y occidental) de este gran cinturón orogénico se caracteriza principalmente por un cabalgamiento de las rocas volcánicas cretácicas del arco de islas y corteza continental sobre una alternancia de calizas de edad jurásica a cretácico inferior, areniscas y lutitas propias de plataforma continental (Draper et al., 1994).

2.2 Modelos de Origen y Evolución de la Placa Caribe

De acuerdo con la tectónica de placas existen dos teorías fundamentales que explican el origen y la evolución de la placa del Caribe. La primera, conocida como el modelo “Pacífico”, ya que establece que la placa del Caribe tuvo una posición inicial en el Océano Pacífico, derivándose de la placa Farallón y luego se desplazó hacia el este un aproximado de 1000 km hasta su ubicación actual (Pindell y Kennan, 2001). La segunda teoría es conocida como “Intra-Américas” porque sugiere un origen *in situ* de la placa Caribe entre Norteamérica y Suramérica, existiendo un movimiento relativo entre ellas (Meschede y Frisch, 1998)

A continuación se describirán los argumentos a favor de cada una de las teorías, basados en los estudios realizados durante años por James Pindell y Lorcan Kennan (Caribe alóctono), así como los de Martin Meschede y Wolfgang Frisch (Caribe autóctono):

2.2.1. Origen en el Océano Pacífico:

Se presentará la evolución cinemática de la región, principalmente de forma diagramática, sólo desarrollando puntos claves y argumentos que la apoyen.

Entre el Jurásico (figura 9) y el Cretácico Temprano el Golfo de México y el Proto-Caribe comenzaron a formarse gracias a la expansión de la corteza que permitió a Norteamérica, Suramérica y África separarse (Pindell y Dewey, 1982).

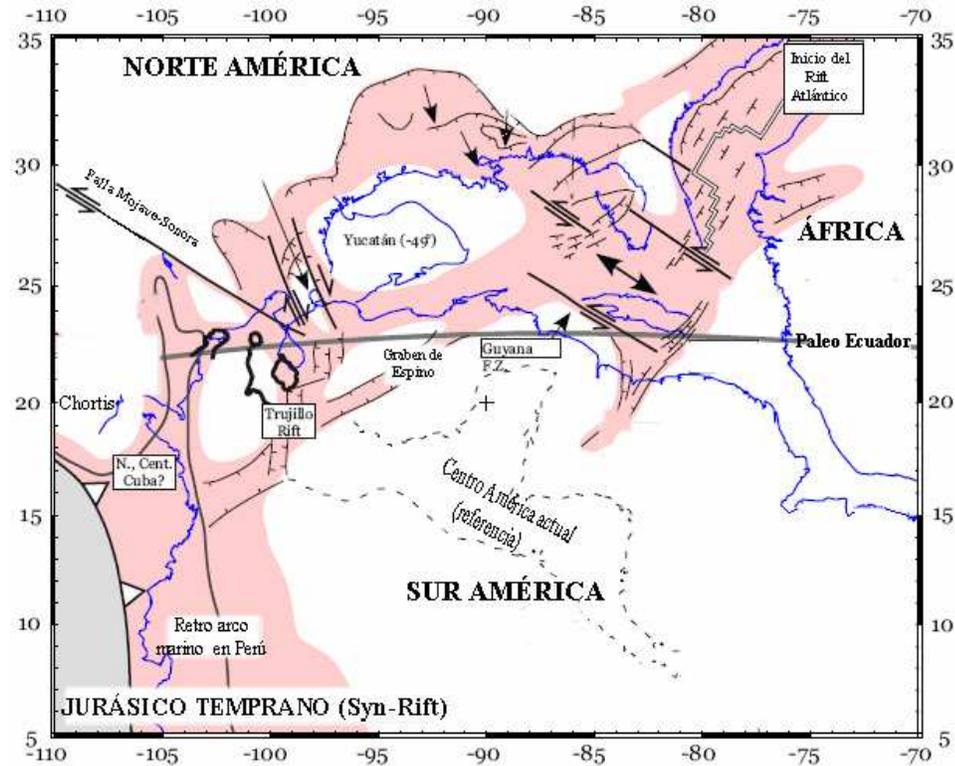


Figura 9. Reconstrucción palinspástica Jurásico Temprano (tomado de Pindell y Kennan, 2001)

En la figura 10 se muestra la reconstrucción del Jurásico Tardío (Caloviense-Oxfordiense), siguiendo la expansión oceánica entre el Bloque de Yucatán y Norteamérica. Esta aseveración se apoya por la presencia de evaporitas en los límites sur y norte del Golfo de México, y de basaltos almohadillados del tipo dorsal media oceánica en el centro del Golfo.

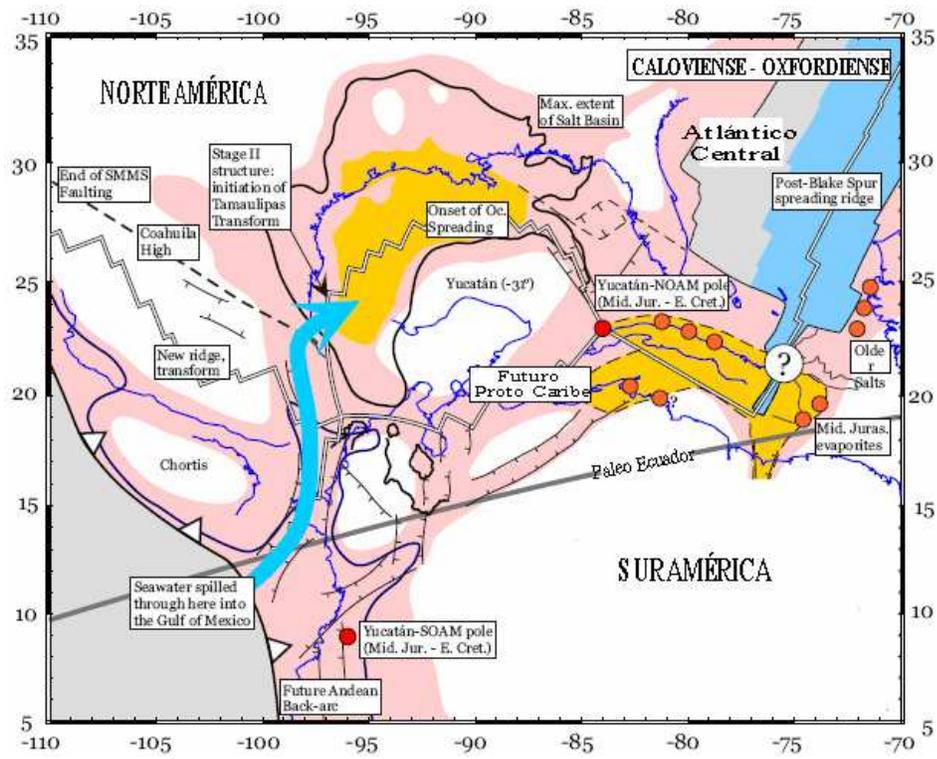


Figura 10. Reconstrucción palinspástica Jurásico Tardío (tomado de Pindell y Kennan, 2001)

En la figura 11 se presenta la reconstrucción correspondiente al Cretácico Temprano, cuando ocurre el fin de la expansión oceánica del Golfo de México. Yucatán llega a su posición final, por lo que se asume que el Proto Caribe sufrió una reorganización en su expansión, lo cual pudo traer como consecuencia que la conexión de la dorsal oceánica del Atlántico con el oeste de Suramérica.

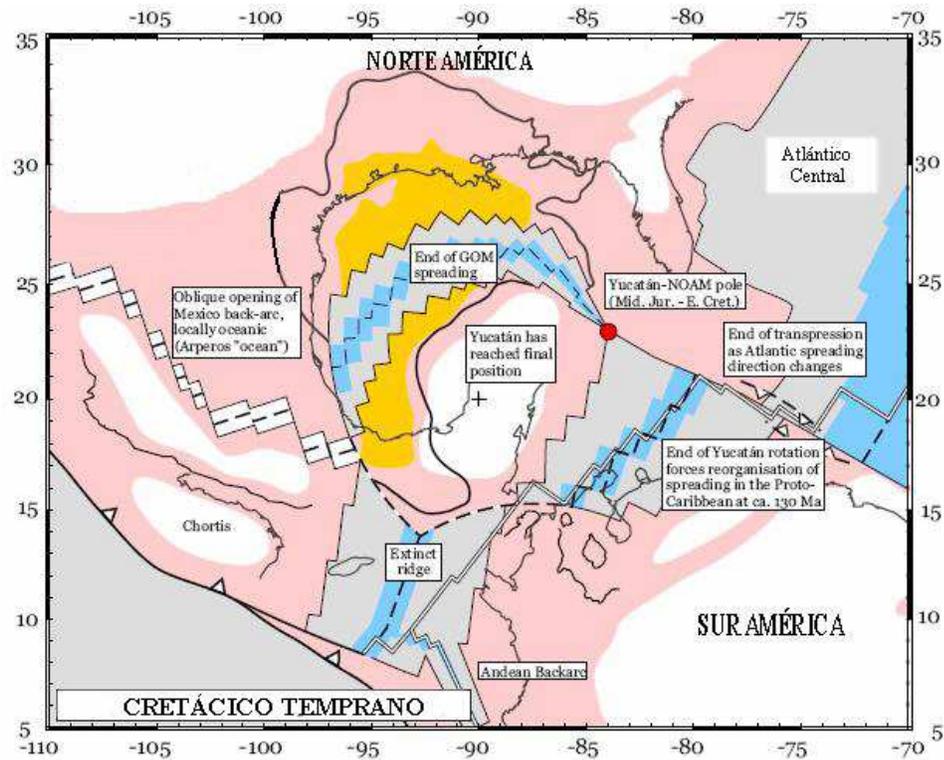


Figura 11. Reconstrucción palinspástica Cretácico Temprano (tomado de Pindell y Kennan, 2001)

Para el Aptiense temprano (119 Ma), ocurre la diferenciación de la placa del Caribe de la placa Farallón y comienza a establecerse entre las Américas (figura 12).

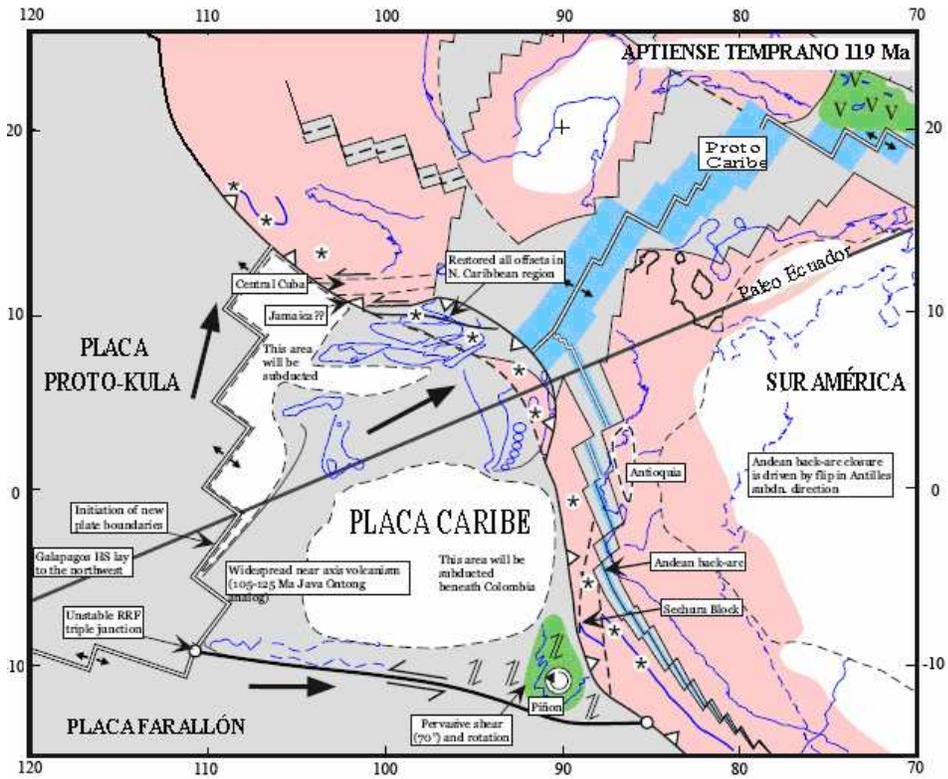


Figura 12. Reconstrucción palinspástica Aptiense Temprano (tomado de Pindell y Kennan, 2001)

En el Albiense tardío continúa la subducción del Proto Caribe bajo la placa del Caribe. Hacia el borde occidental (actual) de la placa del Caribe es una zona de expansión en donde se forman los basaltos almohadados en el arco de islas de Costa Rica (figura 13)

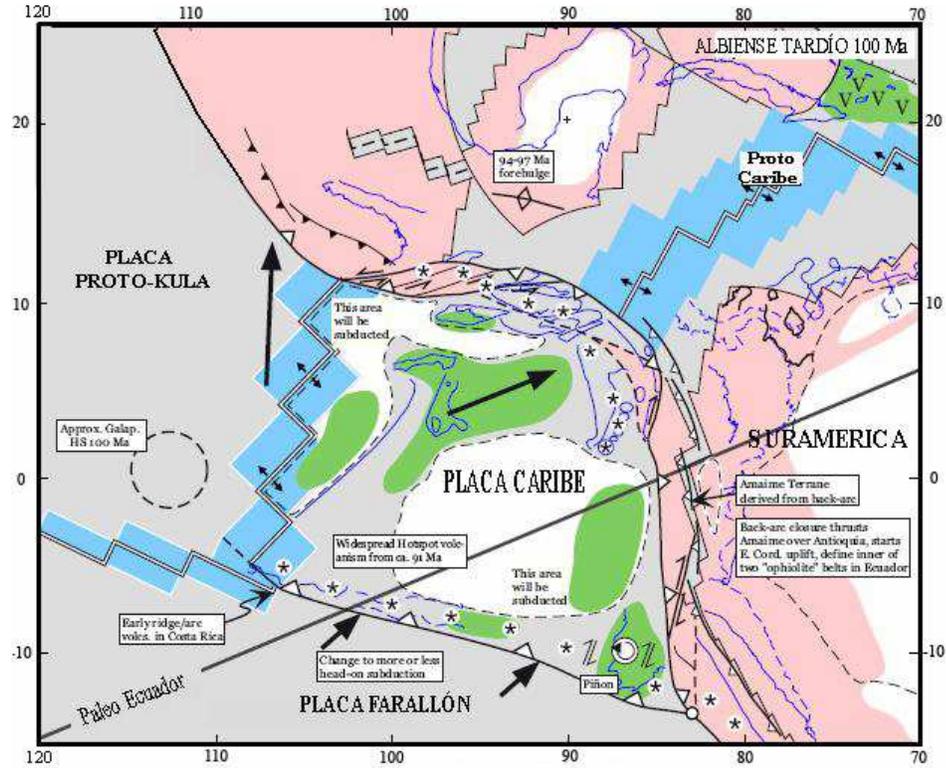


Figura 13. Reconstrucción palinspástica Albiense Tardío (tomado de Pindell y Kennan, 2001).

Durante el Campaniense (figura 14) ocurre un engrosamiento de la placa del Caribe, conocido en la literatura como “plateau” basáltico. Se atribuye a un fenómeno de vulcanismo relacionado a puntos calientes en los alrededores del Caribe. A diferencia de hipótesis pasadas del mismo Pindell (1988), ya no toma protagonismo el punto caliente de Los Galápagos, pues se encuentra demasiado al oeste y la tasa movimiento de la placa tendría que ser de hasta 25 cm/año para que la placa Farallón fuese subducida bajo Suramérica. De igual manera, ocurre un cambio regular en la subducción de la zona oeste (Pindell y Kennan, 2001).

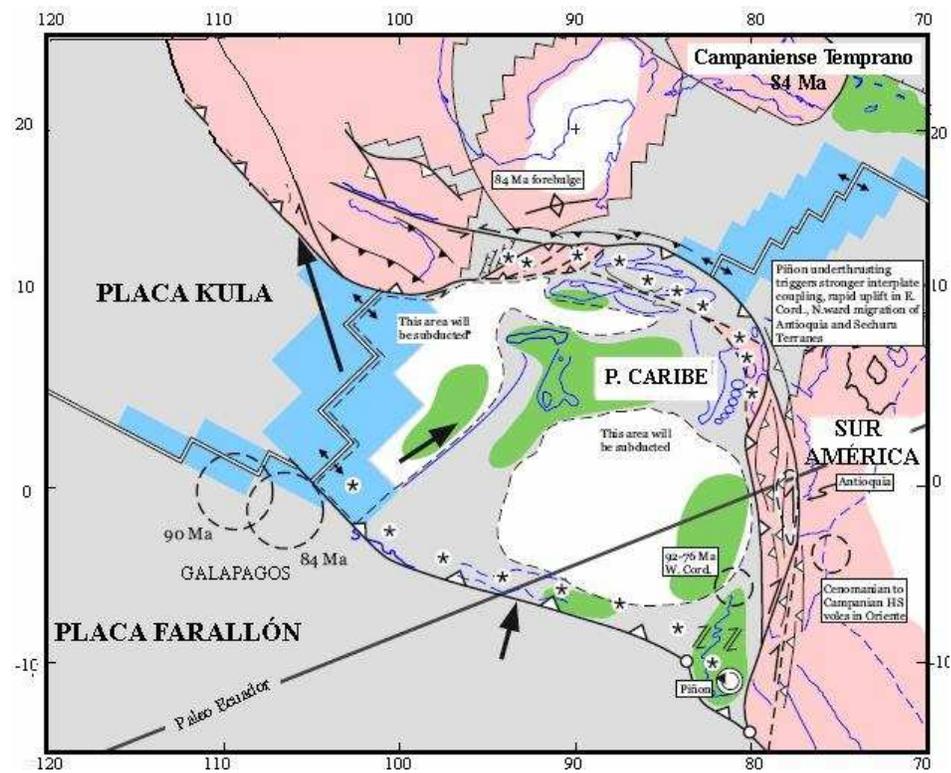


Figura 14. Reconstrucción palinspástica Campaniense Temprano (tomado de Pindell y Kennan, 2001).

Para el Maastrichtiense (figura 15, 72 Ma) se aprecia la formación de cinturones de corrimiento al NO de Colombia. La placa del Caribe comienza a ubicarse entre Yucatán y Suramérica. También comienza a definirse el arco de las Antillas Mayores y el Caribe comienza a subducir bajo Suramérica.

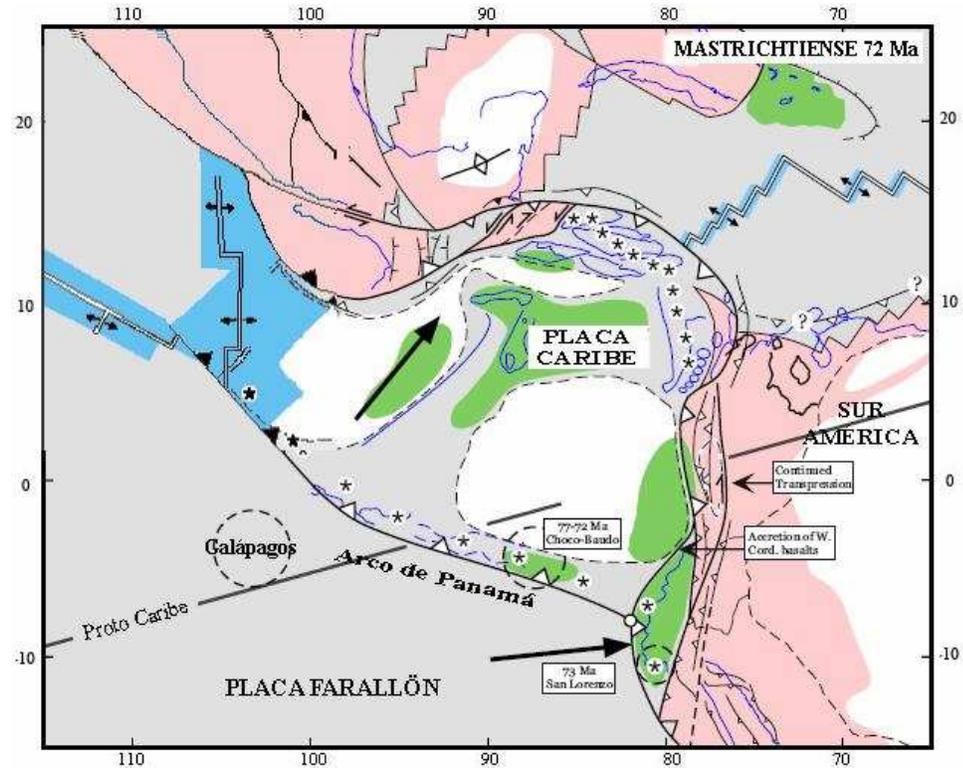


Figura 15. Reconstrucción palinspástica Maastrichtiense (tomado de Pindell y Kennan, 2001).

Para el Paleoceno (figura 16, 56 Ma) comienza la subducción de la corteza Proto-Caribeña bajo el antiguo margen pasivo del norte de Suramérica. También ocurre el levantamiento de la Serranía del Interior Oriental (Pindell y Kennan, 2001). Además, sugieren que el Gran Arco del Caribe comienza a crecer gracias al espacio obtenido producto de la expansión, ocasionando directamente el origen de las cuencas de Granada y Yucatán.

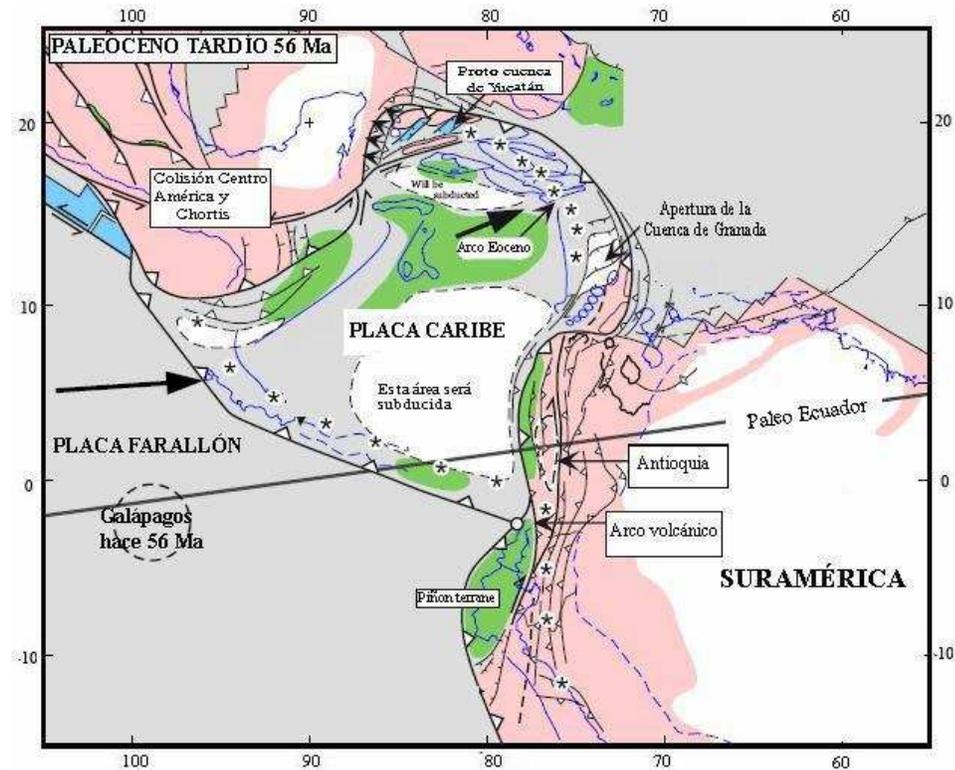


Figura 16. Reconstrucción palinspástica Paleoceno Tardío (tomado de Pindell y Kennan, 2001).

En el Eoceno medio (figura 17, 42 Ma) cesó el magmatismo en el oriente cubano, República Dominicana-Haití, Puerto Rico e Islas Vírgenes como resultado de la colisión. También ocurre el emplazamiento de las Napas de Lara (Pindell y Barret, 1990).

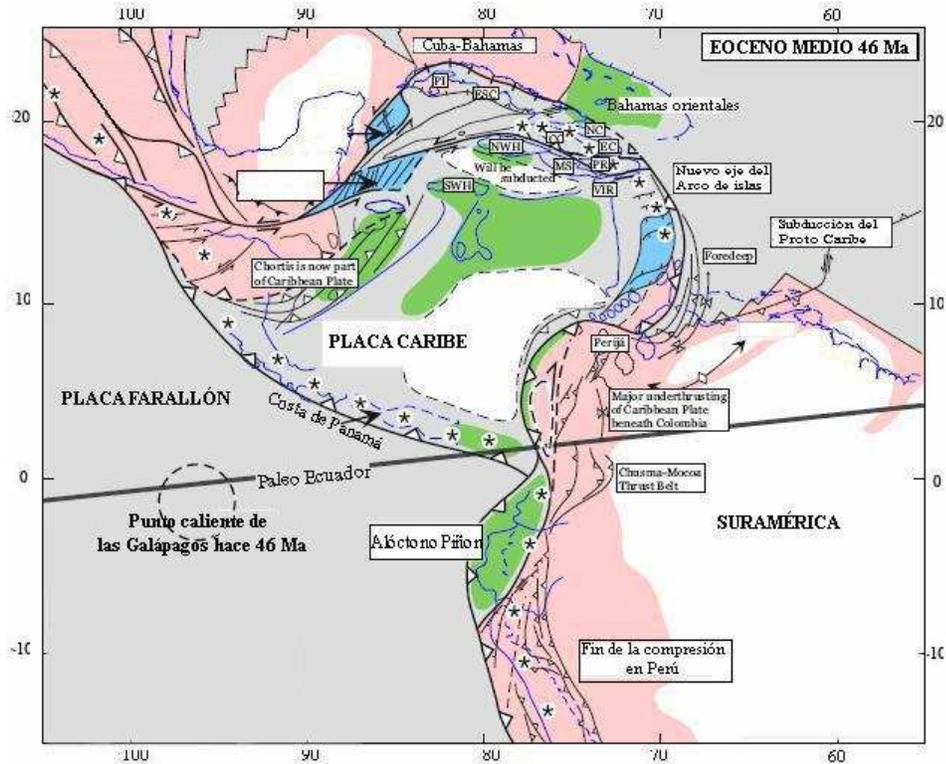


Figura 17. Reconstrucción palinspástica del Eoceno Medio (tomado de Pindell y Kennan, 2001).

En el Oligoceno Temprano (figura 18, 33Ma) continúa el movimiento de la placa del Caribe hacia el este, colisionando con la placa Suramericana primero en occidente y luego en oriente, originando fosas, cuenca antepaís y corrimientos a todo lo largo de la costa venezolana. También sugieren que la colisión provocó una losa de subducción casi horizontal bajo el Bloque de Maracaibo.

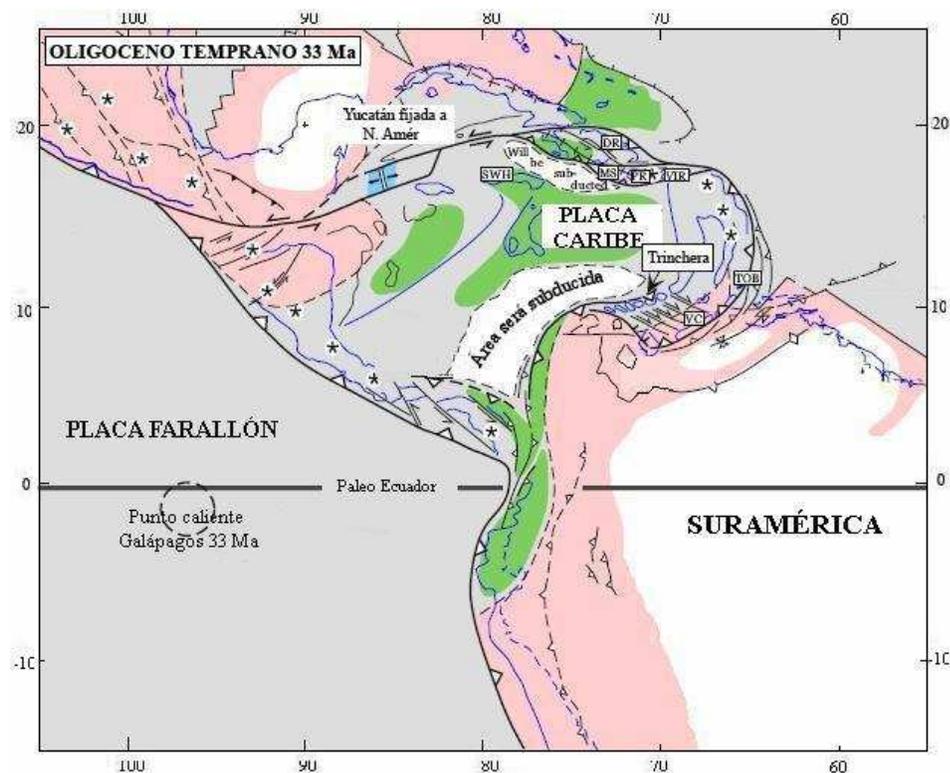


Figura 18. Reconstrucción palinspástica del Oligoceno Temprano (tomado de Pindell y Kennan, 2001).

En el Mioceno Medio (figura 19, 19 Ma) continúa la colisión entre la Placa Caribe y de América del sur, ocurriendo el levantamiento de la sierra de Perijá, Andes venezolanos y Serranía del Interior oriental, así como el emplazamiento de la Cordillera de la Costa (metamórfica y alóctona). Pindell y Kennan (2001) sugieren que hubo un cambio en el movimiento relativo de la placa Caribe que originó un régimen de esfuerzos transtensional en el margen

sureste de la misma. Esta configuración continuó en el Mioceno Tardío (figura 20, 9.5 Ma)

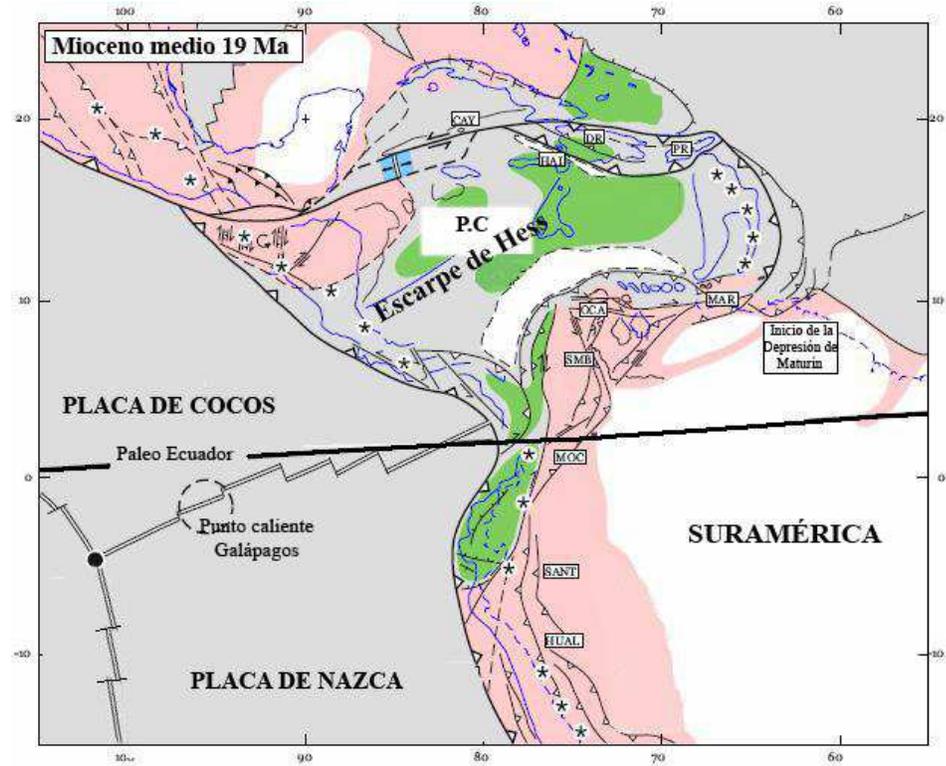


Figura 19. Reconstrucción palinspástica del Mioceno Medio (Modificado de Pindell y Kennan, 2001).

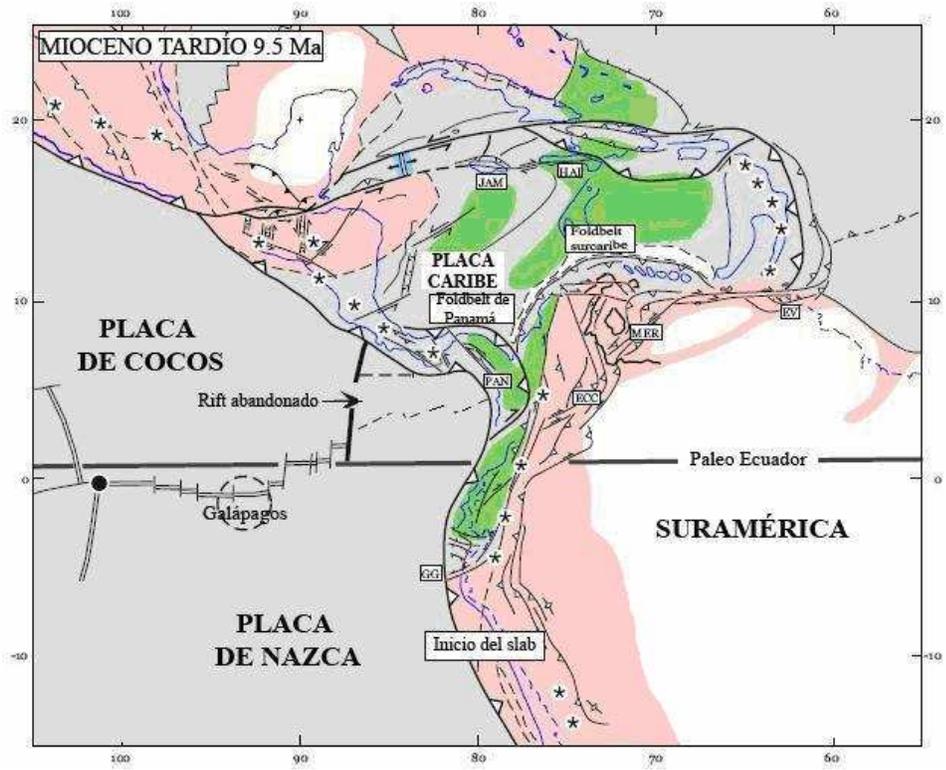


Figura 20. Reconstrucción palinspástica del Mioceno Tardío (tomado de Pindell y Kennan, 2001).

2.2.2 Origen Intra-Américas:

El modelo de Meschede y Frisch (1998) es similar al propuesto por Pindell y Kennan (2001), comenzando con una reconstrucción de Pangea (figura 21), donde la posición de los Bloques de Chortis y Yucatán para el Caloviense es parecida. Comienza un eje de expansión oceánica, entre Yucatán y Norte América, el cual tiene una continuación hacia la placa Farallón/Phoenix.

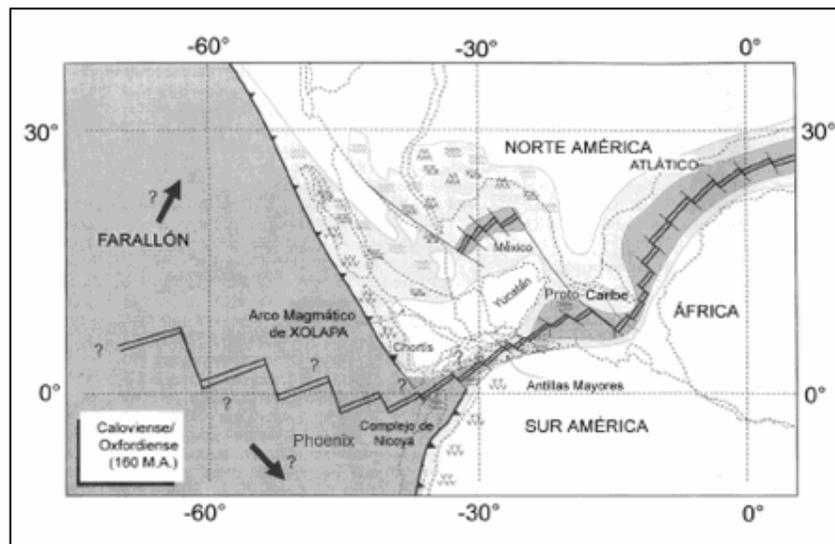


Figura 21. Reconstrucción palinspástica Caloviense-Oxfordiense (tomado de Meschede y Frisch, 1998).

Durante el Cretácico tardío termina la expansión oceánica en el Golfo de México, sin embargo se mantiene el mismo eje de expansión oceánica basado en la presencia de anomalías magnéticas (Ghosh, 1984); sin embargo señalan que la edad más joven de expansión predicha por medio del estudio de anomalías es de 127 Ma, mientras la historia cinemática del movimiento de las placas (y edades de los complejos ofiolíticos) sugiere que la expansión continuo hasta un periodo comprendido entre los 100 y 110 Ma (Meschede y Frisch, 1998) (figura 22).

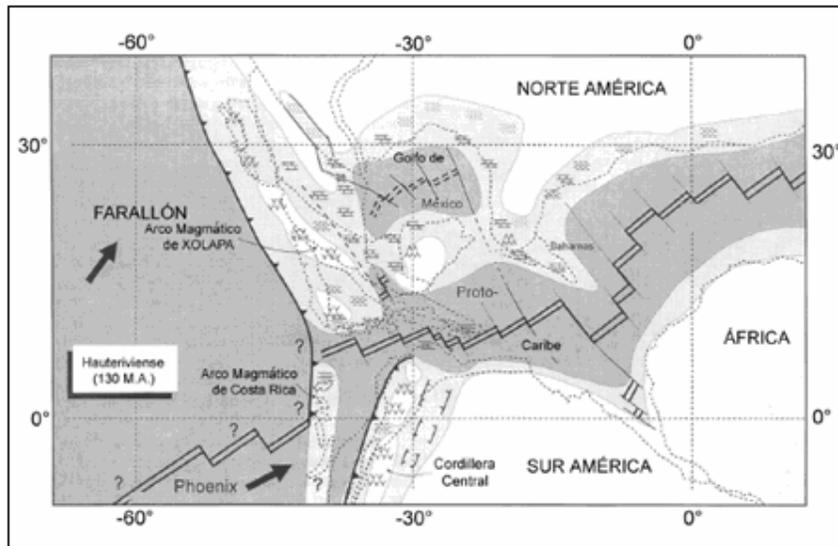


Figura 22. Reconstrucción palinspástica Cretácico Temprano (tomado de Meschede y Frisch, 1998).

Para el Albiense (Figura 23, 100 Ma) el modelo no presenta inversión en la polaridad de la subducción. Comienza a formarse el arco de islas que constituirán las Antillas mayores, así como también el arco de islas de Costa Rica-Panamá por la subducción de la placa Farallón por debajo de la corteza Proto-caribeña (Meschede y Frisch, 1998).

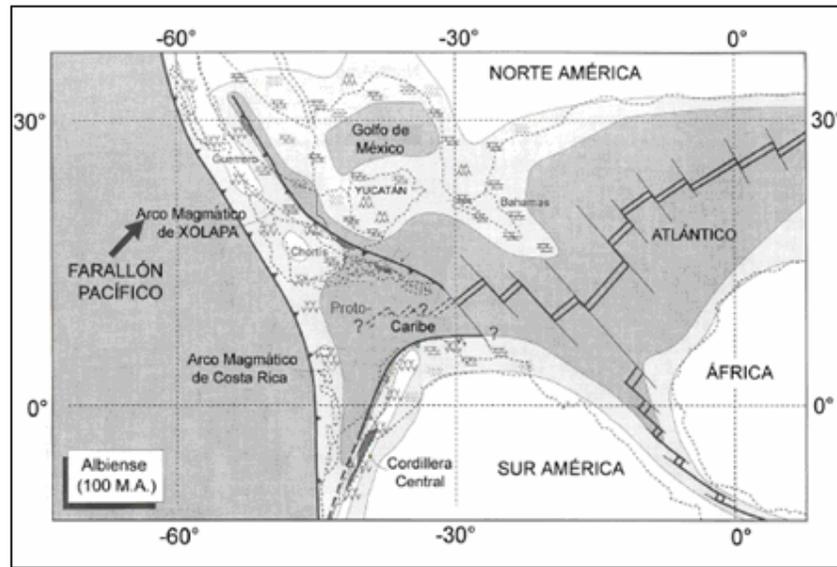


Figura 23. Reconstrucción palinspástica del Albiense (tomado de Meschede y Frisch, 1998).

En el Cretácico medio y tardío ocurre un engrosamiento de la Placa Caribe, asociado a plumas del manto. En este periodo el Proto-Caribe dejó de expandirse, restringido por el proceso de expansión entre África y América del sur.

En el Cretácico tardío, ocurre la colisión de Cuba con la Plataforma de Las Bahamas y su consiguiente acreción a la Placa Norteamericana (figura 24).

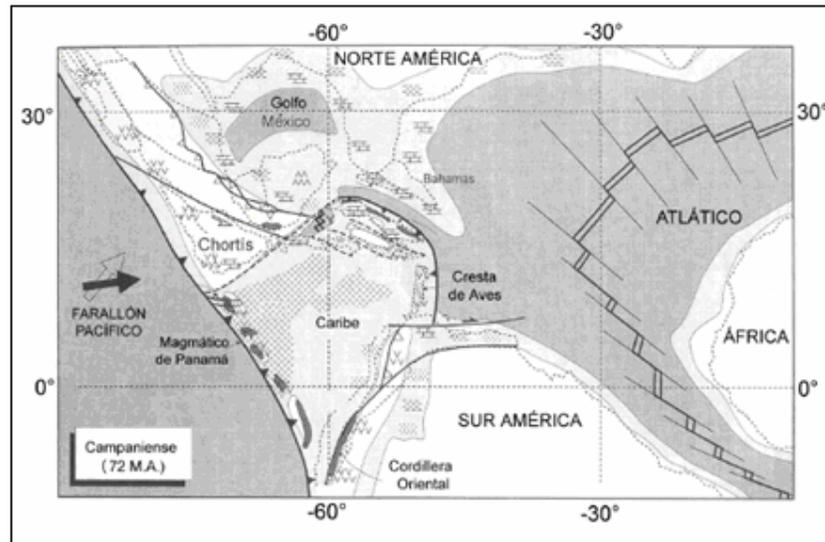


Figura 24. Reconstrucción palinspástica del Campaniense (tomado de Meschede y Frisch, 1998).

A partir del Paleoceno (Fig. 25 y Fig. 26) hasta el Mioceno se propone que la placa del Caribe se ha desplazado relativamente con respecto a las Américas, unos 1000 km, lo cual es justificado con la apertura de la Garganta Caimán en el borde norte de la placa (Meschede y Frisch, 1998).

También se dan a cabo varios eventos de interés: ocurre el emplazamiento de las Napas de Lara, primero al suroeste y luego al sureste de la placa del Caribe. El arco de las Antillas Menores se desplazó hacia el este, separándose del Alto de Aves, creando una depresión entre ellos conocida como la Cuenca de Granada. La Placa Farallón se deriva en las Placas de Nazca y Cocos (Meschede y Frisch, 1998).

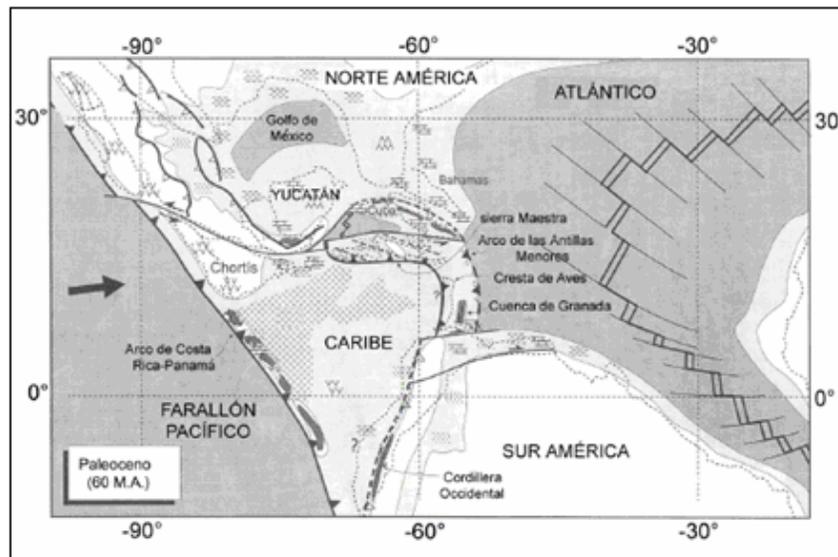


Figura 25. Reconstrucción palinspástica del Paleoceno (tomado de Meschede y Frisch, 1998).

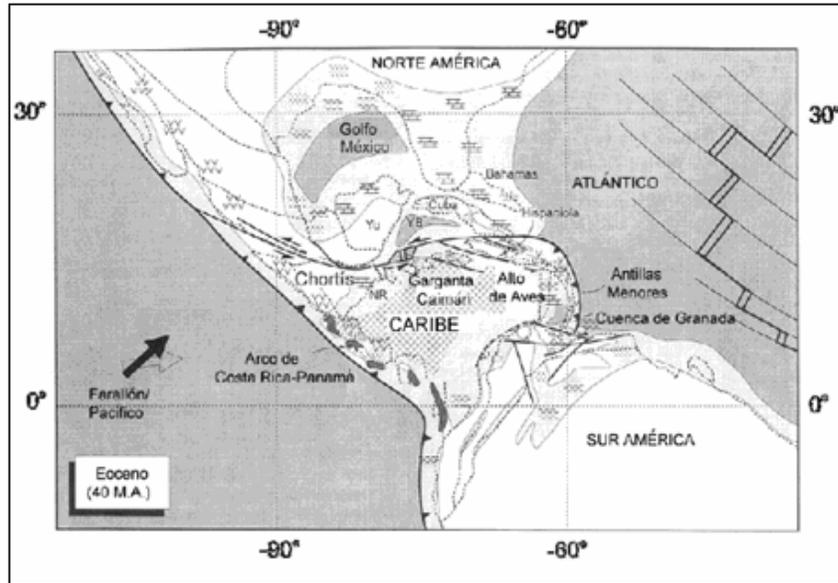


Figura 26. Reconstrucción palinspástica del Eoceno (tomado de Meschede y Frisch, 1998).

Durante el Mioceno (Fig. 27) el Arco de Costa Rica-Panamá choca con la cordillera Occidental Colombiana y el Bloque de Chortis.

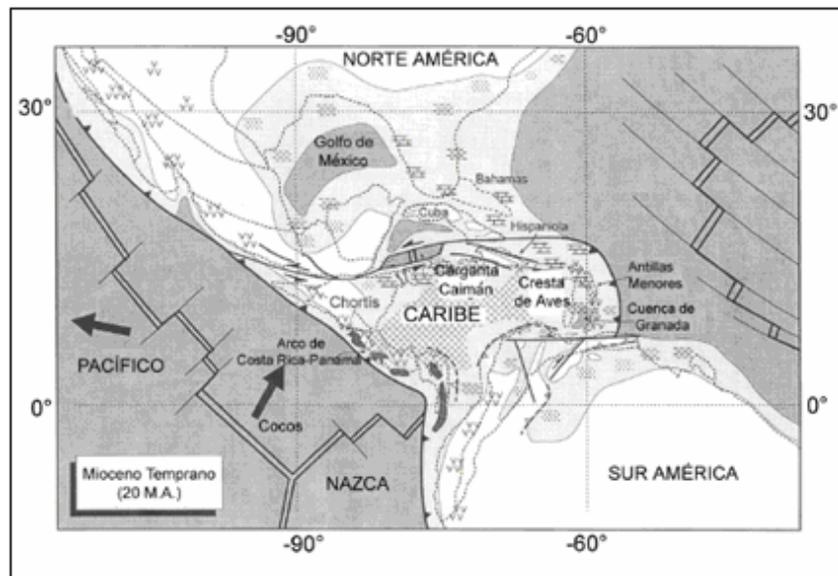


Figura 27. Reconstrucción Palinspástica Mioceno (tomado de Meschede y Frisch, 1998).

2.3 Evolución Tectono-Estratigráfica de la Cuenca Oriental de Venezuela

La Cuenca Oriental de Venezuela se extiende desde el frente de deformación al norte hasta el Río Orinoco al sur. Por el oeste limita con el Arco de El Baúl y al este con la plataforma continental. Comenzó a formarse debido a la colisión ocurrida entre las placas del Caribe y Suramérica en el Mioceno Medio (Jácome et al., 2003).

Cretácico-Oligoceno:

Durante este rango de tiempo se depositó una gran cantidad de sedimentos, gracias al avanzado desarrollo del margen pasivo acreditado a la subsidencia termal post-rift (González de Juana et al., 1980). Esta secuencia sedimentaria es de mayor espesor en el norte (cerca de la Serranía del Interior) mientras se adelgaza hacia el sur. A partir de la paleogeografía. Información proveniente de registros de pozos confirma que la principal fuente de sedimentos fue el Escudo de Guayana y el Arco de El Baúl (Di Croce, 1995).

Mioceno:

El Mioceno Inferior se depositó durante una etapa de transgresión marina, marcando el cambio de una cuenca de margen pasivo a una cuenca antepaís con activa subsidencia y depositación (Di Croce, 1995). Los sedimentos fueron depositados como respuesta al primer levantamiento relacionado al emplazamiento de la Serranía del Interior durante el Terciario y su espesor disminuye hacia el sur.

Los depósitos del Mioceno Medio ocurrieron mientras se iba levantando el terreno producto de la colisión. La Serranía del Interior actual fue levantada durante este tiempo, aumentando la carga litostática que produjo la deformación de la corteza, creando espacio en el cual ocurriría la sedimentación (Ross y Scotese, 1988).

La secuencia del Mioceno Superior es más delgada, lo que puede sugerir una baja tasa de subsidencia. La secuencia más gruesa se encuentra en el medio de la cuenca, relacionada a un sistema de fallas lístricas que afectó la Cuenca de Maturín durante este tiempo. Hacia el nor-oeste las unidades son delgadas y presentan erosión (Jácome et al., 2003).

Plioceno-Pleistoceno:

Durante el Plioceno los sedimentos fueron depositados tanto en la zona marina somera como en el continente de la cuenca, a excepción de su parte oeste. La fuente de sedimentos fue la Serranía del Interior al norte y el Cratón de Guayana al sur (Di Croce, 1995).

Durante el Pleistoceno los sedimentos fueron depositados regionalmente en el área, siendo la fuente el Cratón de Guayana al sur y de la Serranía del Interior al norte. Se localizan dos depocentros: al sur-oeste de Trinidad (en tierra), como resultado de la programación hacia el este del Delta del Orinoco; y en el este de Trinidad, asociado a fallas en crecimiento (Di Croce, 1995) y con el prisma de acreción de Barbados (Jácome et al., 2003). El acortamiento en la Cuenca de Maturín decrece de oeste (50 km) a este (35 km). El espesor de sedimentos, sin embargo, incrementa de oeste (7 km) a este (10 km), indicando que no parece haber relación directa entre el acortamiento y la acumulación de sedimentos (Jácome et al., 2003).

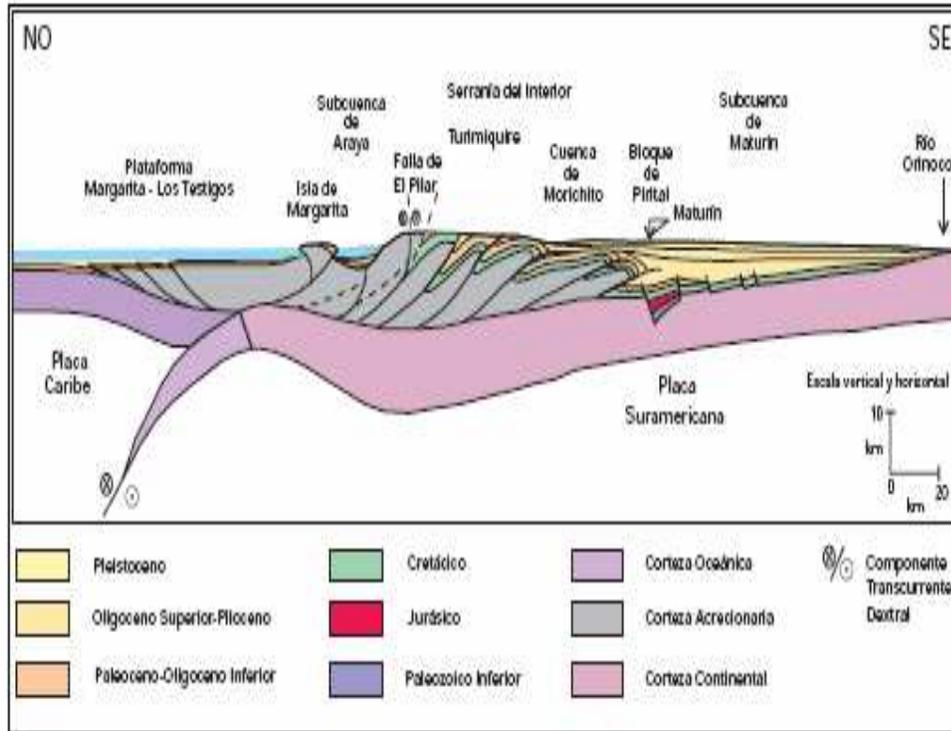


Figura 28. Corte geológico conceptual NO-SE del nor-oriente venezolano, incluyendo la Subcuenca de Maturín (Tomado de WEC, 1997).

CAPÍTULO 3

MARCO TEÓRICO

3.1 Sísmica de refracción y reflexión profunda

Este método se basa en el estudio de las llegadas de las ondas sísmicas, bien sea de onda P o S, generadas por fuentes de energía, como por ejemplo centenas de kilogramos de explosivos o cañones que liberan aire comprimido. Se busca muestrear la zona comprendida entre la corteza oceánica y/o continental y el manto superior y determinar el tiempo de recorrido de las ondas a los puntos de observación (Garland, 1971).

Las ondas sufren alteraciones cuando viajan a través de un medio. Son capaces de reflejarse, refractarse y difractarse al encontrar discontinuidades en su camino. Por esta razón, es clave la determinación de la posición y geometría de estas discontinuidades, así como de sus correspondientes velocidades de propagación (Garland, 1971).

3.2 Fases corticales de interés en la sísmica de gran ángulo

A continuación serán descritas las principales fases corticales según la definición de Storchak y otros (2003):

Fase P_g: a distancias cortas puede representar ondas P que viajan a la superficie desde una fuente ubicada dentro de la corteza superior. A largas distancias puede representar reverberaciones múltiples de ondas P dentro de toda la corteza (superior e inferior) con una velocidad aproximada de 6 km/s. Se representa como **P₂** para corteza oceánica.

Fase P*: puede representar una onda P ascendente desde una fuente ubicada en la corteza inferior o que se refracta cónicamente a través de la interfase corteza superior-inferior (discontinuidad de Conrad).

Fase Pn: representa una onda P que viaja refractada a través del manto superior (en la zona cercana a la interfase corteza-manto) o que bien puede ser originada en el mismo. Se le asigna una velocidad de 8 km/s. Se representa como **P3** para corteza oceánica.

Fase PmP (también conocida como P^M): representa una onda P que viaja por la corteza hacia el manto y se refleja en la interfase corteza-manto (discontinuidad de Mohorovicic).

Fase PmP N: representa una onda P que viaja por la corteza hacia el manto y se refleja en la interfase corteza-manto. La letra **N** corresponde a un número entero positivo que denota las veces que se refleja la onda. Por ejemplo: PmP2 es igual a PmP PmP.

Fase Sg: a distancias cortas puede representar ondas S que viajan a la superficie desde una fuente ubicada dentro de la corteza superior. A largas distancias puede representar reverberaciones múltiples de ondas S y conversiones de SV a P y/o de P a SV, dentro de toda la corteza (superior e inferior) con una velocidad aproximada de 3.46 km/s. Se representa como **S2** para corteza oceánica.

Fase S*: puede representar una onda S ascendente desde una fuente ubicada en la corteza inferior o que desciende en la corteza inferior.

Fase Sn: representa una onda S que viaja refractada a través del manto superior (en la zona cercana a la interfase corteza-manto) o que bien puede ser originada en el mismo. Se le asigna una velocidad de 4.47 km/s. Se representa como **S3** para corteza oceánica.

Fase SmS (S^M): representa una onda S que viaja por la corteza hacia el manto y se refleja en la interfase corteza-manto (discontinuidad de Moho).

Fase SmS N: representa una onda S que viaja por la corteza hacia el manto y se refleja en la interfase corteza-manto. La letra **N** representa un número entero positivo que denota las veces que se refleja la onda. Por ejemplo: SmS2 es igual a SmS SmS.

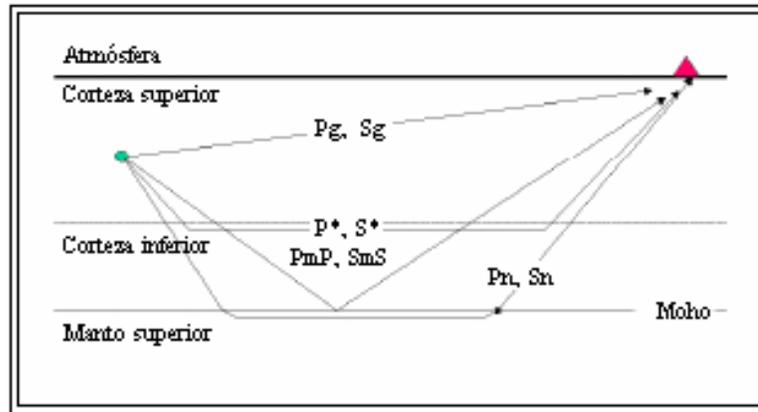


Figura 29. Modelo simplificado de la corteza terrestre mostrando los rayos de las principales fases corticales observadas en estudios locales y regionales (tomado de Storchak et al., 2003).

3.3 Tiempos de viaje y trayectorias de onda

En primer lugar se considera a la Tierra como un modelo simple donde las capas que los componen son planas y la velocidad en cada una de ellas es constante y se genera un rayo que al incidir sobre la interfase entre las capas; éste es capaz de generar dos nuevos rayos, uno reflejado y uno refractado (figura 30). La explicación de este fenómeno viene dado por la ley de Snell, la cual establece relaciones angulares entre los rayos involucrados. La misma viene dada por (Lowrie, 2000):

$$\frac{\text{Sen}(\alpha)}{V_1} = \frac{\text{Sen}(\beta)}{V_2} = p: \text{parámetro de rayo} \quad (\text{ec. 1})$$

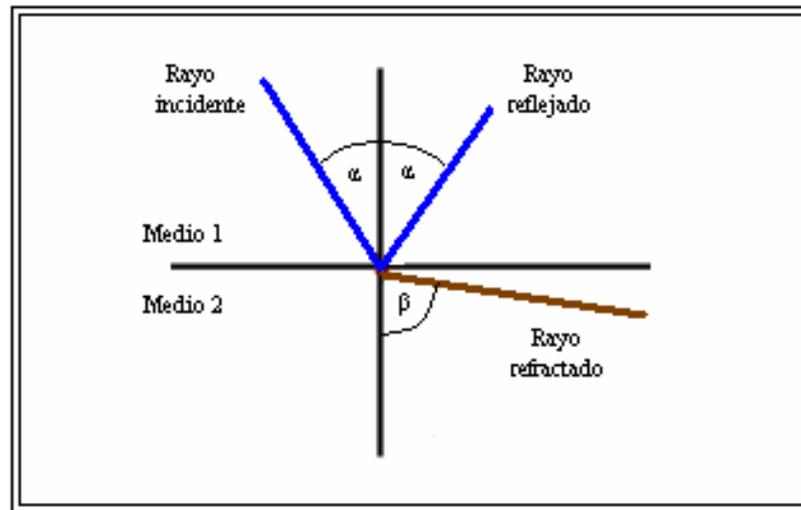


Figura 30. Trayectoria de rayos que se rigen por la Ley de Snell.

Si la velocidad de la capa subyacente es mucho mayor que la de la capa superior, entonces $\beta=90^\circ$, obteniendo así el ángulo de refracción crítica α_c , obteniéndose la siguiente relación:

$$\frac{\text{Sen } \alpha}{V_1} = \frac{\text{sen } 90^\circ}{V_2} = \frac{1}{V_2} \quad (\text{ec. 2})$$

La refracción total se asocia a la onda que viaja horizontalmente a través de la interfase, y se conoce como onda de cabecera, y se origina como consecuencia de una onda incidente con el ángulo crítico, que se desvía en la interfase (Lowrie, 2000).

Considerando un medio de dos capas planas como el mostrado en la figura 31 (siguiente página), se observan 3 trayectorias principales (Lowrie, 2000):

1. La onda directa, que viaja en línea recta entre la fuente y el receptor, en donde el tiempo de viaje es $t = x / V_1$
2. La onda reflejada, con $t = (2.d) / (V_1 \cdot \cos \alpha)$
3. La onda refractada, con $t = (d/V_2) + (2.d / V_1 \cos \alpha_c)$

La distancia $X_{crítica}$ es aquella en donde la onda refractada crítica coincide con la onda reflejada de ángulo crítico, a partir de este punto es posible detectar las ondas refractadas, sin embargo poseen bajas amplitudes y se observan poco en la práctica. Se puede definir este punto de la siguiente manera (Lowrie, 2000)

$$X_{critica} = 2.d / ((V_2 / V_1)^2 - 1)^{1/2} \quad (\text{ec. 3})$$

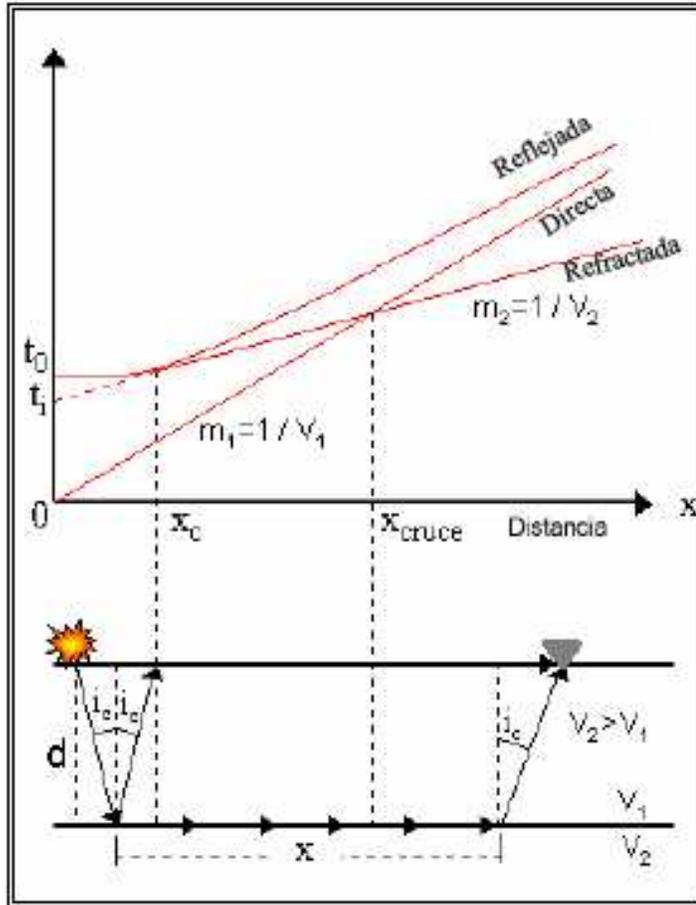


Figura 31. Esquema de curvas camino tiempo de rayos (modificado de Lowrie, 2000)

En la figura 31 también se observa la intersección de la curva de la onda directa y de la onda refractada críticamente. Desde esa distancia la refractada llegará primero que la onda directa. Este punto se conoce como distancia de cruce, y viene dada por la siguiente relación (Lowrie, 2000):

$$X_{cruce} = 2.d / ((V_2 + V_1) / (V_2 - V_1))^{1/2} \quad (\text{ec. 4})$$

3.4 Principios de correlación

La correlación se define como la identificación de un evento sísmico dentro de una traza y trazas vecinas, en donde la unión de ellas forma una curva camino-tiempo que es correspondiente a una fase sísmica determinada,

en donde el único parámetro involucrado es la velocidad de la capa en donde se refracta (Giese, 1976). Es importante tomar en cuenta la hipótesis básica que el medio es homogéneo e isotrópico en dirección vertical. (Giese, 1976).

Como se dijo en la sección anterior la refracción representa al rayo que viaja horizontalmente a través de la interfase de dos capas, y su tiempo de llegada depende de la velocidad del medio donde se propaga. Por otro lado las ondas reflejadas son consecuencia de cambios bruscos de impedancia acústica. (Giese, 1976)

Una vez identificado un evento de interés en una traza, se aplica el principio de correlación de fase, el cual consiste en identificar en las trazas adyacentes ese mismo evento, o el máximo o mínimo de amplitud. Es importante destacar que para obtener una buena correlación de fase el espaciamiento de los receptores sea menor a la longitud de onda (Giese, 1976b).

Al aplicar una correlación de fase es importante tomar en cuenta las siguientes condiciones (Giese, 1976b):

1. Las amplitudes del evento identificado deben ser mayores a las del ruido adyacente.
2. Las velocidades aparentes se deben encontrar dentro de un rango razonable.
3. La curva camino-tiempo debe tener una longitud importante.

La correlación anterior no es siempre posible, por dos motivos: porque el espaciamiento entre receptores es muy grande, o porque la estructura real de la interfase es muy compleja, en estos casos se aplica la correlación de grupo, la cual consiste en agrupar como una sola fase segmentos de pequeña longitud que pueden ser correlacionados por medio de la correlación de fase, luego se aproximan a un curva camino tiempo continua, en consecuencia lo que se hace es interpretar una estructura cortical simplificada (Giese, 1976b) (ver figura 32)

Del mismo modo que la correlación de fase, también se deben considerar las siguientes condiciones (Giese, 1976b):

1. Se deben unir segmentos de correlacionados por fase y/o llegadas con amplitudes claras.
2. La velocidad aparente debe estar dentro de un rango razonable.
3. La curva camino tiempo debe tener una longitud considerable.

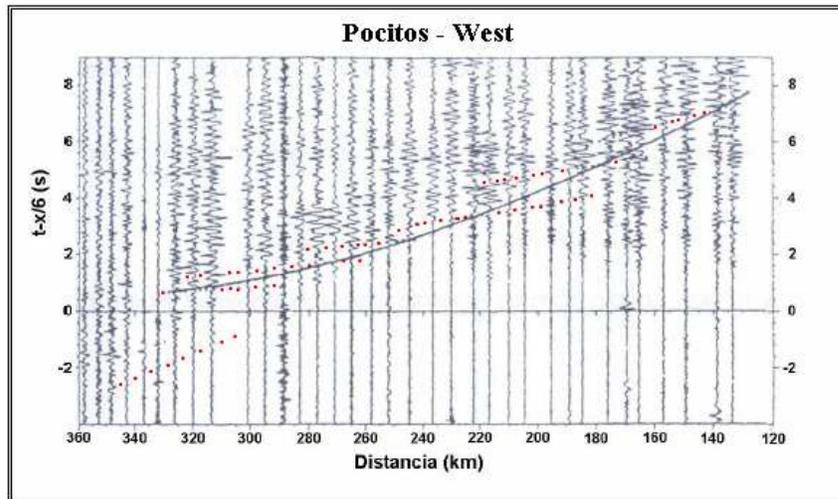


Figura 32. Sección donde se muestra la correlación de grupo (línea continua) y la correlación de fase (línea punteada). Modificado de Schmitz (1993).

3.5 Principio del Método de Trazado de Rayos

Modelado Directo: Los estudios de sismica de refracción se basan en el método de trazado de rayos, el cual calcula los tiempos de viaje de los grupos de ondas en un modelo, que es definido por el intérprete a partir de estudios previos realizados en el área de estudio, por ejemplo modelos gravimétricos, información de pozos, geología, entre otros. Estos tiempos son comparados con los tiempos observados en la realidad, y se realizan ajustes con el fin de lograr un modelo coherente (Zelt y Ellis, 1988). Ésta es una técnica que permite al intérprete tener control sobre todos los cambios realizados en el modelo, asegurando de esa manera que sea geológica y tectónicamente coherente (Zelt y Smith, 1992).

Trazado de Rayos: Este método calcula la trayectoria de un frente de ondas originado por una fuente con un determinado ángulo de despegue, hasta que llega a un receptor dado un campo vectorial de velocidades en un modelo determinado, como se muestra en la figura 33.

Si el modelo presenta discontinuidades dentro del modelo, la dirección de los rayos puede ser variada mediante sus ángulos de incidencia y aplicando la ley de Snell.

Las llegadas interpretadas pueden ser corroboradas antes de realizar el modelo. Para un par fuente-receptor recíproco, el tiempo de viaje debe ser el mismo, independientemente de la estructura de la Tierra (Zelt y Smith, 1992)

El trazado de rayos 2-D se lleva a cabo mediante la resolución numérica de un par de ecuaciones diferenciales ordinarias de primer orden, que son expresadas en función de la profundidad (z) y el offset (x), y con condiciones iniciales $X=X_0$, $Z=Z_0$ y $\theta=\theta_0$, siendo éstas la posición inicial de la fuente y el ángulo de despegue del rayo. Las ecuaciones son las siguientes (Cervený y Moloktov 1977):

$$\frac{dz}{dx} = \cotan \theta, \quad \frac{d\theta}{dx} = \frac{(V_z - V_x \cotan \theta)}{V} \quad (\text{ec. 5})$$

$$\frac{dx}{dz} = \tan \theta, \quad \frac{d\theta}{dz} = \frac{(V_z \tan \theta - V_x)}{V} \quad (\text{ec. 6})$$

Donde θ es el ángulo entre la tangente al rayo y el eje z, V es la velocidad de propagación, y V_x y V_z son las derivadas parciales de la velocidad con respecto a x y z respectivamente.

El sistema de ecuaciones formado por la ecuación 5 se resuelve cuando el rayo viaja casi horizontalmente ($0^\circ \leq \theta \leq 45^\circ$), mientras que la ecuación 6 cuando el rayo es casi vertical ($45^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$). (Zelt y Smith, 1992)

La trayectoria entonces es calculada como una serie de puntos en el espacio bidimensional del modelo, se evalúa el tiempo de viaje integrando numéricamente a lo largo de la trayectoria, usando la regla del trapecio (Zelt y Smith, 1992).

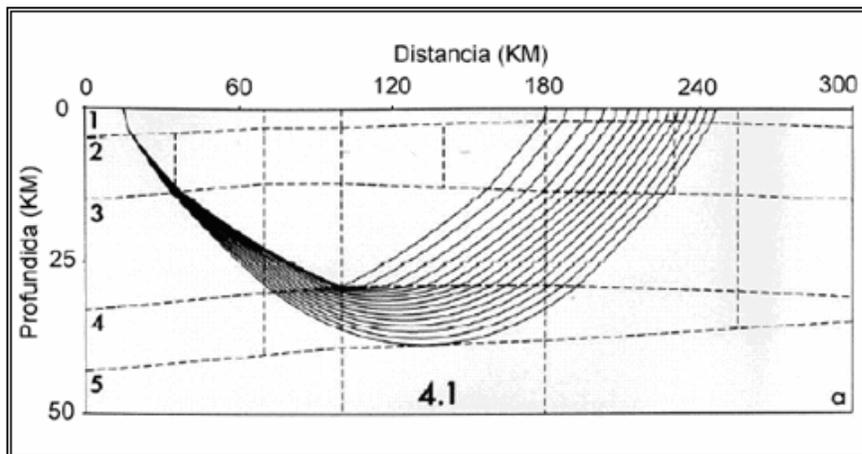


Figura 33. Esquema de trazado de rayo para una refracción en un modelo formado por 5 capas (tomado de Zelt y Elis, 1988).

Parámetros del modelo: para poder realizar el modelado es necesario definir el campo de velocidades en cada punto del modelo. El intérprete fija los límites de cada capa por medio de una determinada cantidad de nodos, que se interpolan linealmente entre sí, como se muestra en la figura 34. La velocidad de la onda P tanto en la base como en el tope de la capa es definida del mismo modo, de manera tal que se calcula linealmente de base a tope, y de nodo a nodo, a través de una interfase (Zelt y Smith, 1992).

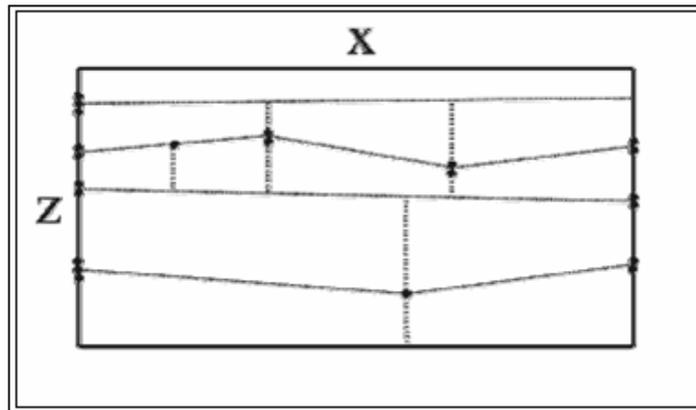


Figura 34. Interfases entre capas definidas por el usuario mediante una cantidad arbitraria de nodos (tomado de Zelt y Smith, 1992).

El modelo de velocidades se calcula entonces dividiendo la capa en bloques trapezoidales con velocidades definidas en las esquinas, y separados por límites verticales en cada nodo en donde se haya definido velocidad de tope o base de la capa (Zelt y Smith, 1992)

Para un trapecoide en el plano xz se tiene (figura 35):

$$X=x_1, x=x_2, z=s_1x+b_1, z=s_2x+b_2 \text{ (ec. 7)}$$

y velocidades en las esquinas v_1, v_2, v_3, v_4 , se tiene que la velocidad de la onda P en cualquier punto dentro del trapecoide viene dada por:

$$v(x,z) = (c_1x + c_2z + c_3xz + c_4) / (c_6x + c_7) \quad (\text{ec. 8})$$

Donde los coeficientes c_i son las combinaciones lineales de las velocidades de las esquinas (Zelt y Smith, 1992).

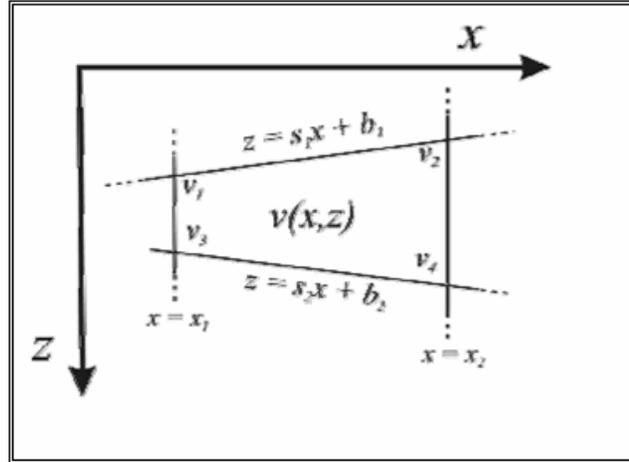


Figura 35. Trapecioide irregular en el plano xz, con límites verticales y velocidades definidas en cada esquina (Tomado de Zelt y Smith, 1992).

3.6 Fórmula de cálculos aproximados: realizar una inversión sísmica se convierte en una tarea complicada ya que para esto, si se quiere hacer de manera exacta, se necesitan un número de precondiciones que no siempre se cumplen, en consecuencia tener un método simplificado que permita la obtención de valores máximos y mínimos es muy útil (Giese, 1976c).

Si se dispone de un punto con una distancia x y un tiempo de viaje t , una velocidad aparente V_a , entonces la profundidad se calcula de la siguiente manera:

$$Z = \frac{x}{2} \sqrt{\frac{V_a \cdot t}{x} - 1} \leq Z_{\max} \quad (\text{ec. 9})$$

Esta fórmula es correcta si y sólo si el medio es homogéneo, de lo contrario sólo da el valor de la profundidad máxima (Giese, 1976c).

Para un medio homogéneo la velocidad promedio está definida por:

$$\bar{C} = \sqrt{V_a \cdot \frac{x}{t}} \leq \bar{C}_{\max} \quad (\text{ec.10})$$

Si el medio no es homogéneo la velocidad promedio es menor a la obtenida con la ecuación anterior (Giese, 1976c).

CAPÍTULO 4 METODOLOGÍA

4.1 Adquisición de datos sísmicos

4.1.1 Adquisición marina

Con el propósito de determinar las estructuras corticales del Caribe, se realizó una campaña de adquisición durante los meses de abril-mayo de 2004, utilizando refracción y reflexión sísmica en la zona de colisión de la placa del Caribe y la placa Suramericana. Durante la adquisición en mar se utilizó como fuente acústica un arreglo de 20 cañones de aire comprimido con un volumen total de 6947 pulgadas cúbicas (equivalentes a 100 l) (ver fotografía en el apéndice). La distancia entre disparos fue 150 m para los perfiles de refracción y 50 m para los de reflexión. El tiempo entre disparos fue de 60 s y 20 s, respectivamente. Se utilizaron los buques de investigación geofísica Maurice Ewing y Seward Johnson (Sánchez, 2004), ambos mostrados en la figura 36.

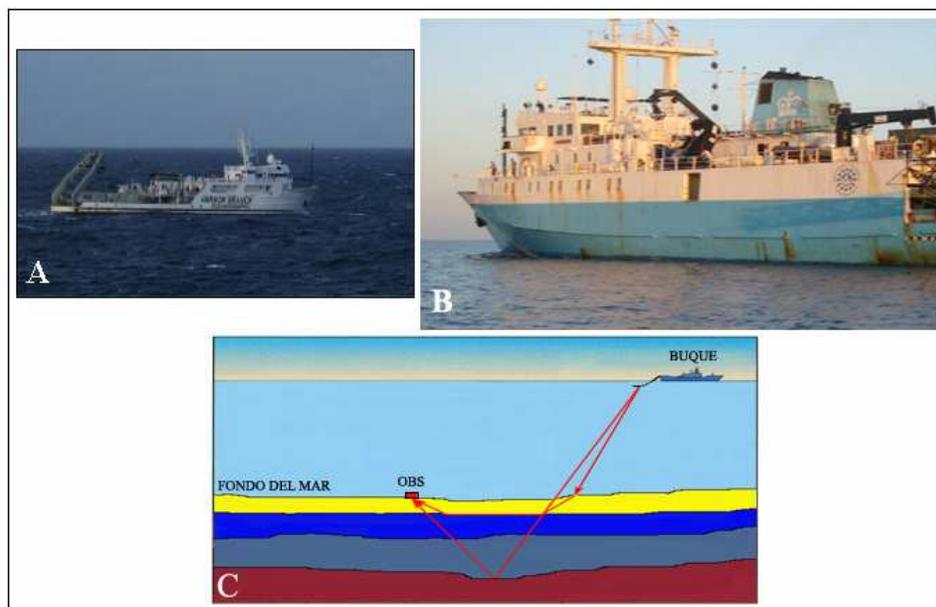


Figura 36. Buques de investigación oceanográfica. A) R/V Seward Johnson. B) R/V Maurice Ewing. C) Trayectorias simplificadas de los rayos desde el buque hasta el receptor ubicado en el fondo del mar (OBS).

Para realizar el registro de estos datos se utilizaron las estaciones de la Red Sismológica Nacional (RSN) conformada por 35 estaciones banda ancha con sensores 3 componentes (una vertical, una norte-sur y la otra este-oeste) distribuidas en todo el territorio nacional, la cual es operada y mantenida por FUNVISIS. Adicionalmente, se utilizaron 15 sismógrafos de fondo marino (OBS) ubicados en el Mar Caribe con el objetivo de dar cobertura más al norte de la costa venezolana (Vásquez, 2004) (figura 37).

Cabe mencionar que también se realizó una adquisición de datos mediante sísmica multicanal (480 canales), por lo que se utilizó un “streamer” de 6000 m de longitud en los perfiles de reflexión, el cual era arrastrado por el buque (ver detalle en el anexo 8) junto con el arreglo de cañones.

4.1.2 Adquisición terrestre

Los perfiles 64°O y 65°O adquiridos en el Mar Caribe tienen una prolongación en tierra. En cada perfil se detonaron dos cargas explosivas colocadas en sendos pozos de 40 m de profundidad, aproximadamente. (Para mayor información consultar la tabla 1, página 69).

El registro se efectuó mediante 550 sismógrafos portátiles autónomos REFTEK 125, de una componente (vertical), conocidos como “TEXANS” (ver fotografía en el anexo 8), los cuales estaban separados entre sí a una distancia aproximada de 500 m.

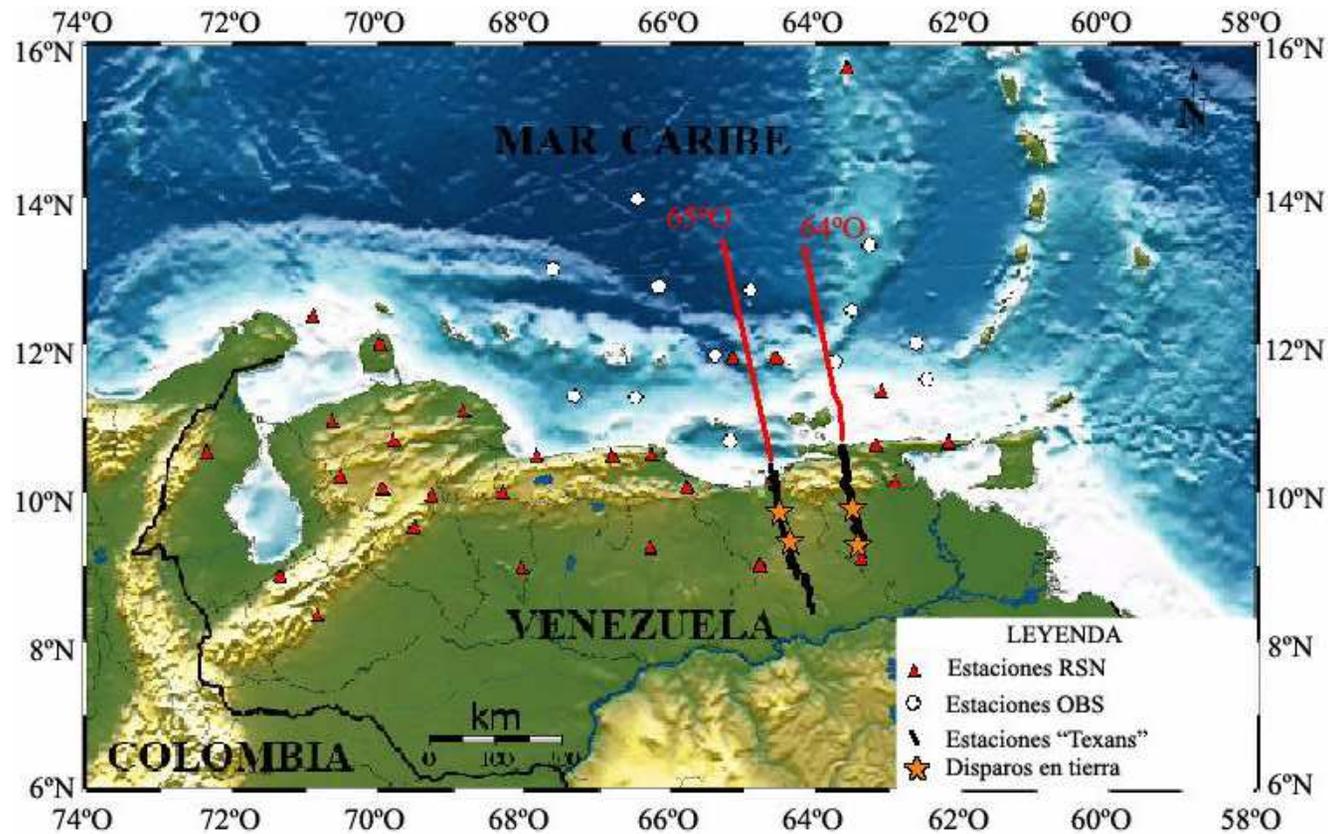


Figura 37. Mapa de ubicación de las estaciones receptoras. Los triángulos rojos representan las estaciones permanentes de la Red Sismológica Nacional y los círculos blancos representan las estaciones temporales (OBS) utilizados durante la adquisición de los datos. Las líneas negras representan los receptores en tierra (Texans) y las líneas rojas los disparos de cañones de aire a lo largo de los perfiles 64°O y 65°O.

4.2 Procesamiento de los datos sísmicos

4.2.1 Secciones marinas:

a) Organización y corte de los archivos de datos:

Los datos fueron adquiridos y grabados de manera continua por las estaciones sismológicas de la Red Sismológica Nacional (RSN) y los sismómetros de fondo marino (OBS). Para este estudio era necesario organizarlos y armarlos de manera que representen secciones sísmicas que contengan trazas contiguas de igual duración de registro. La configuración de las fuentes y el receptor (figura 38), es conocida como registro de receptor común (receiver gather), pues existe un único receptor donde se registran las señales generadas por las fuentes acústicas.



Figura 38. Diagrama que muestra la configuración de las fuentes (estrellas anaranjadas) y el receptor (triángulo gris), utilizada durante la adquisición de esta investigación.

Sin embargo, la geometría de adquisición típica es aquella donde existe un gran número de receptores y una sola fuente de energía, conocida como registro de fuente común (receiver gather), razón por la cual se cortaron los datos cada 60 segundos, siendo ésta la duración de registro de cada una de las trazas que conforman las secciones.

b) Generación de las secciones sísmicas crudas:

Los datos utilizados en este estudio provienen de dos bases de datos distintas, del Instituto Iris-Pascal y de la Universidad de California en San Diego, ambos en los Estados Unidos, razón por la cual presentaban formatos distintos. Para el caso de los archivos registrados por las estaciones de la RSN el

formato de origen fue SEED. Para manipularlos se utilizó el lector de datos RDSEED desarrollado por el Instituto Iris-Passcal bajo el sistema operativo UNIX, obteniéndose el formato SAC ASCII (las amplitudes ordenadas en cinco columnas) como salida (una imagen de la interfaz gráfica de este programa se encuentra como ejemplo en el anexo 1).

Luego, fue necesario convertirlos a formato PITSA ASCII (las amplitudes ordenadas en una sola columna) mediante un código (ver anexos) escrito en lenguaje Python v 2.5 por Masy (2007) (anexo 3), con el fin de obtener los archivos de entrada para el programa diseñado por Ruiz (2007) en Matlab versión 7, el cual genera las secciones sísmicas obteniéndolas en formato ASCII MATRIX.

Para el caso de los sismómetros de fondo marino (OBS) fue necesario convertir los datos de formato MiniSEED a formato PITSA ASCII, mediante la rutina **H**Andling **M**iniSeed (HAM) diseñada por Del Prete (ver anexo 2) bajo plataforma UNIX.

Las secciones en formato ASCII MATRIX fueron transformadas a formato SU mediante la herramienta Seismic UNIX (desarrollado por el “Center for Wave Phenomena”, Colorado School of Mines), bajo plataforma LINUX Fedora 5. Los comandos utilizados están contenidos en la rutina de ejecución **scriptinicial.sh**, diseñada por Masy (2007) y presente en el anexo 4.

En la figura 39 se muestra la sección sísmica correspondiente a las detonaciones efectuadas sobre la línea BOL28B-DK (perfil 64°O) y registradas por la estación receptora Devil’s Kiss (OBS), antes de realizar el procesamiento digital.

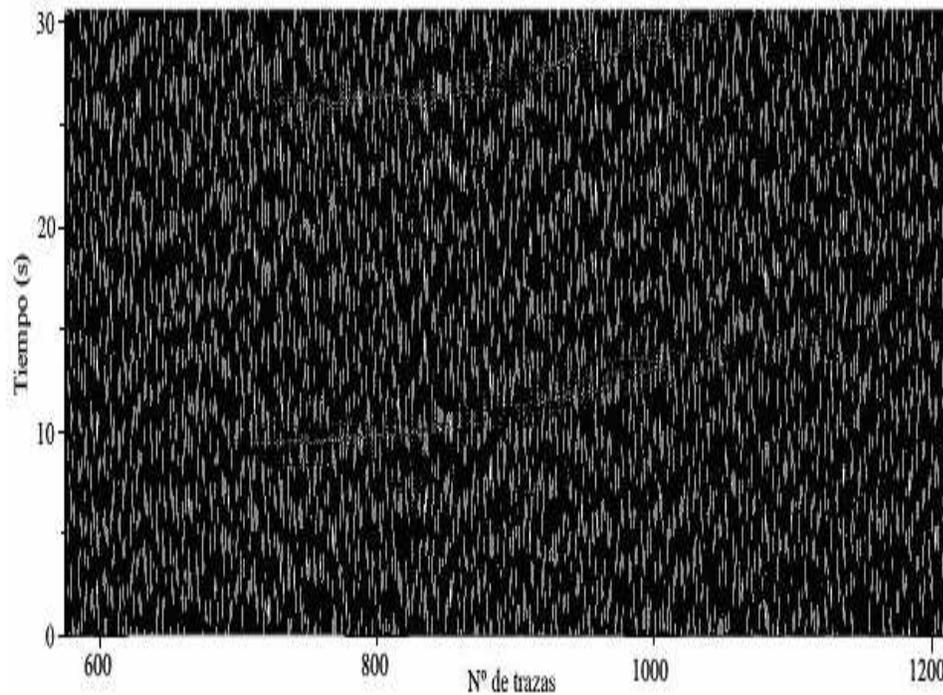


Figura 39. Segmento de la sección BOL28B-DK registrada en la estación (OBS) Devil's Kiss. Nótese la ausencia de fases distinguibles.

c) Procesamiento de las secciones sísmicas:

Una vez realizado el paso anterior, se comenzó la fase de procesamiento. Para ello, se utilizó una rutina modificada de la rutina **flowpro.sh** (Forel, 2004), la cual fue llamada **flowpror.sh** (Rada, 2007). (Ambas disponibles en los anexos).

Esta última ofrece las siguientes etapas de procesamiento:

- **Filtro Pasa-Alto:** para las estaciones de la RSN el rango de frecuencias captadas oscilaba entre los 0 y 50 Hz, siendo eliminadas en la mayoría de las secciones las bajas frecuencias (comprendidas entre 0 y 2 Hz) por considerarse ruido electrónico y ambiental. Obsérvese el espectro de amplitudes en la figura 40 correspondiente a la sección BOL19orc (perfil 65°O).

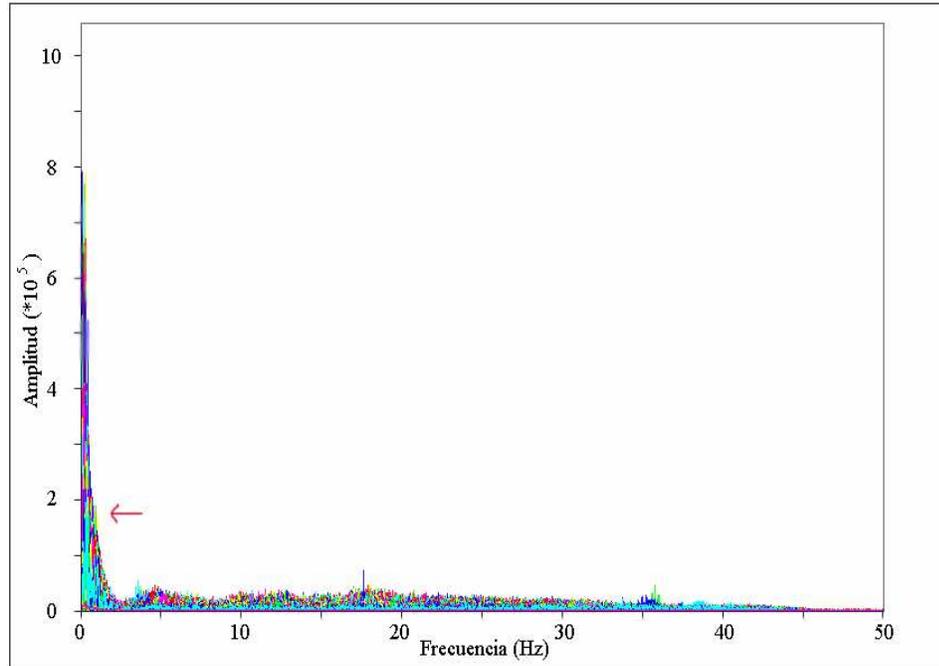


Figura 40. Espectro de amplitudes de la sección BOL19ORCV (La Orchila), Nótese las grandes amplitudes entre los 0 y 2 Hz, consideradas como ruido.

Para las estaciones OBS el rango de frecuencias oscilaba entre los 0 y 15 Hz, siendo filtradas las comprendidas entre 0 y 1.5 Hz, por ser consideradas como ruido ambiental y electrónico (ver figura 41).

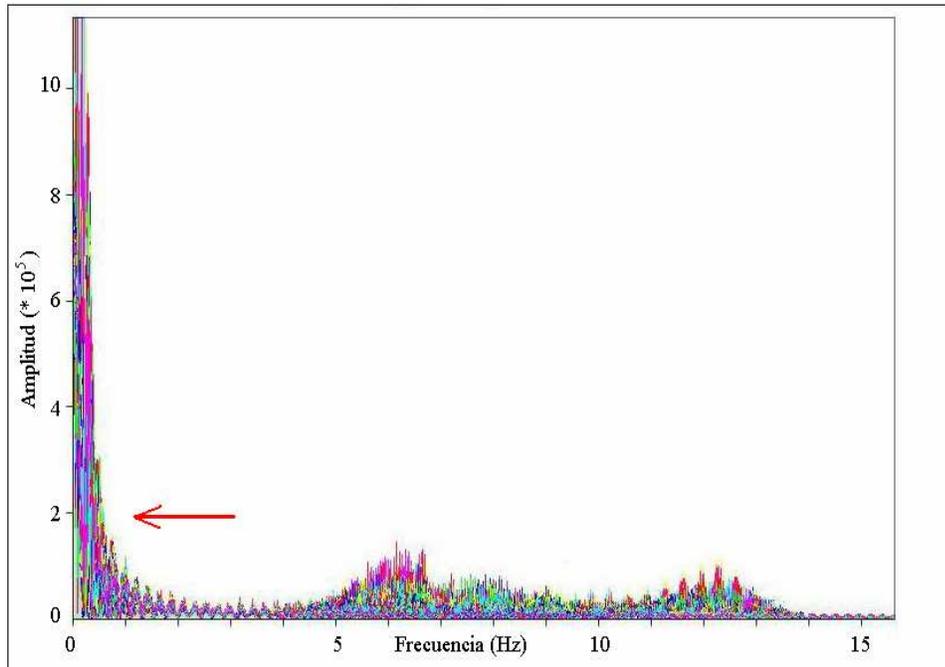


Figura 41. Espectro de amplitudes de la sección BOL19CL. Nótese las grandes amplitudes entre los 0 y 1.5 Hz de frecuencia, eliminadas por considerarse ruido.

Debe destacarse que se visualizaron los espectros de amplitud de las 25 secciones construidas a partir de los registros de las estaciones de la RSN ubicadas dentro del área de estudio, siendo una herramienta útil para elegir los rangos de frecuencia que debían ser filtrados para recuperar la mayor cantidad de señal coherente (mejorar la relación señal-ruido).

En la figura 42 se aprecia una mejor visualización de las llegadas luego de realizar esta etapa del procesamiento digital.

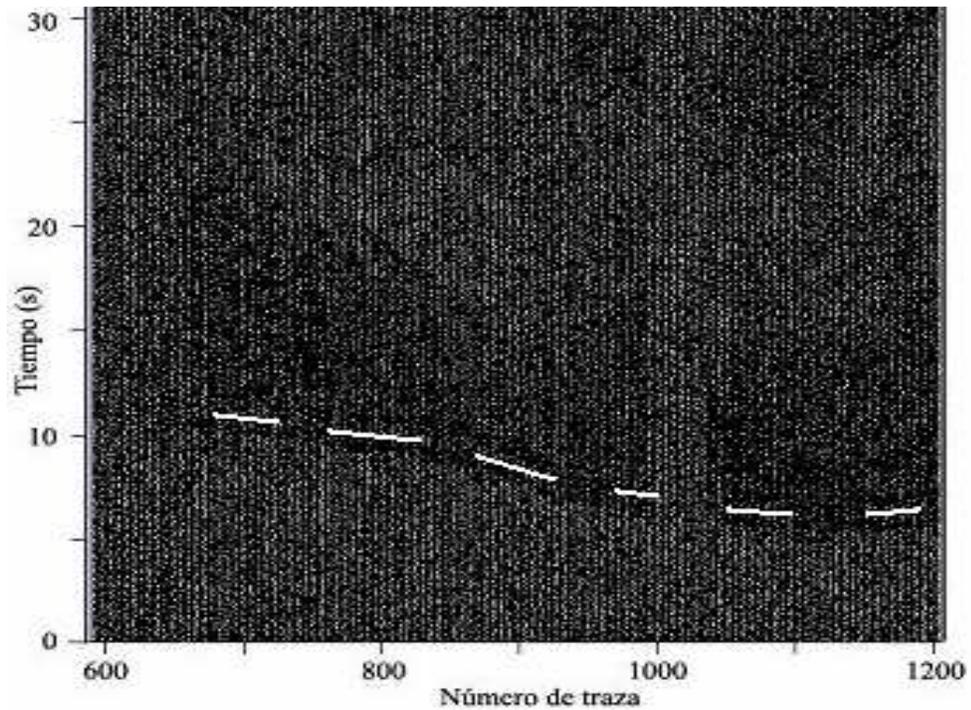


Figura 42. Fragmento de la sección sísmica BOL28B-DK registrada en la estación (OBS) Devil's Kiss obtenida luego de un filtrado paso-alto. Nótese las llegadas un poco antes de la línea segmentada.

- **Recuperación de Ganancia:** se aplicó el balanceo de trazas por RMS, con el fin de aumentar las amplitudes de las ondas que fueron atenuadas durante su viaje por la litósfera. En tal sentido se aplicó el balanceo de trazas por RMS. En la figura 43 se muestra el mismo fragmento de la sección BOL28B-DK, luego de aplicarse la recuperación de ganancia.

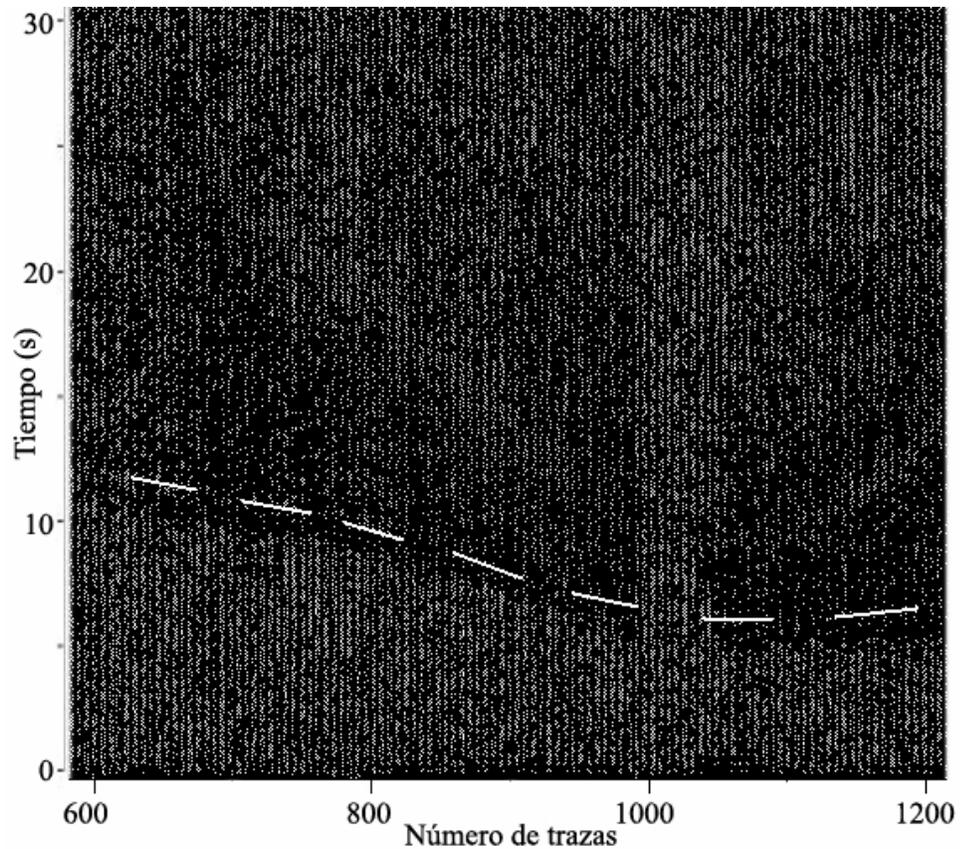


Figura 43. Fragmento de la sección sísmica BOL28B-DK registrada en la estación (OBS) Devil's Kiss obtenida luego de una recuperación de ganancia. Nótese las llegadas un poco antes de la línea segmentada.

- **Filtro Pasa-banda:** para la mayoría de las estaciones pertenecientes a la RSN, el filtro pasa-banda aplicado oscila entre los 4 y 8 Hz, mientras para las estaciones de fondo marino oscila entre los 3 y 10 Hz. Estos valores se determinaron luego de probar varias veces distintos rangos de frecuencia, siendo éstos los que ofrecían mejor relación señal-ruido (ver figuras 44 y 45).

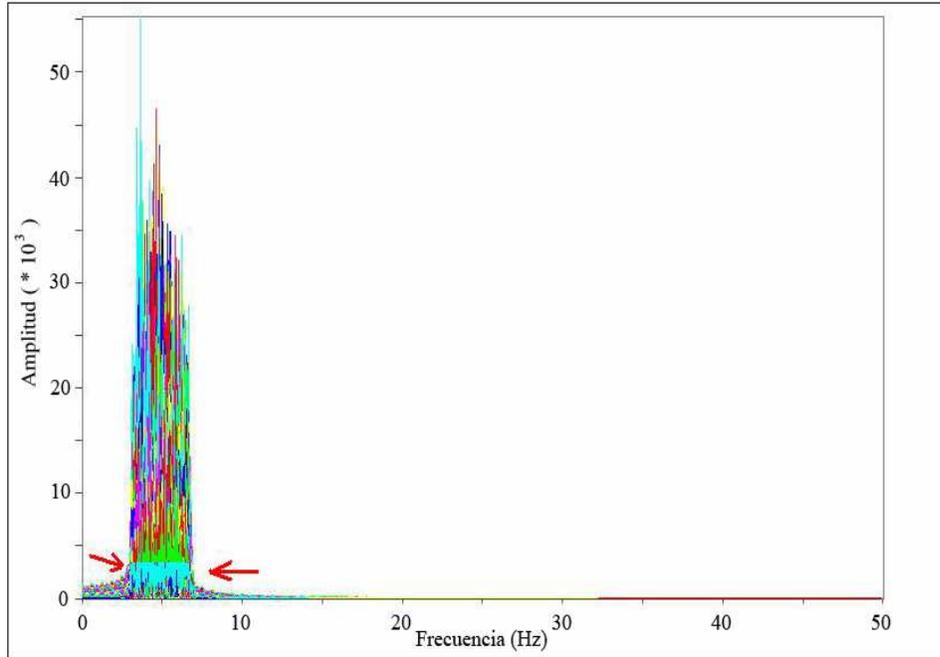


Figura 44. Espectro de amplitudes de la sección BOL19ORCV luego de realizar un filtrado pasa-banda entre 3 y 7 Hz de frecuencia.

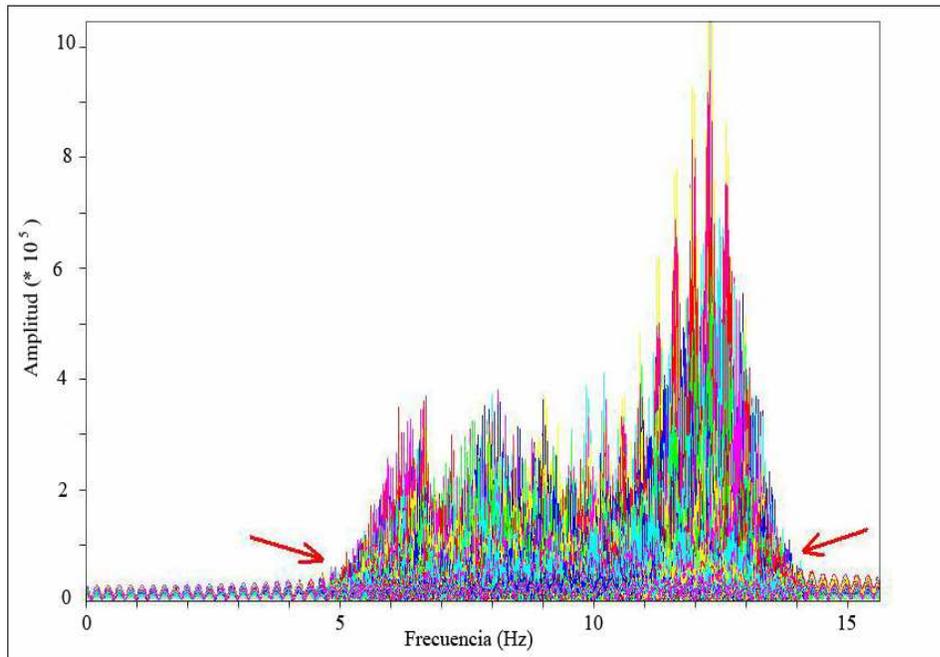


Figura 45. Espectro de amplitudes de la sección BOL19CL luego de realizar un filtro pasa-banda entre 5 y 14 Hz.

En la figura 46 se observa un fragmento de la sección BOL28B-DK luego de aplicársele un filtro pasa-banda, distinguiéndose con mayor claridad la señal sísmica de interés para este estudio.

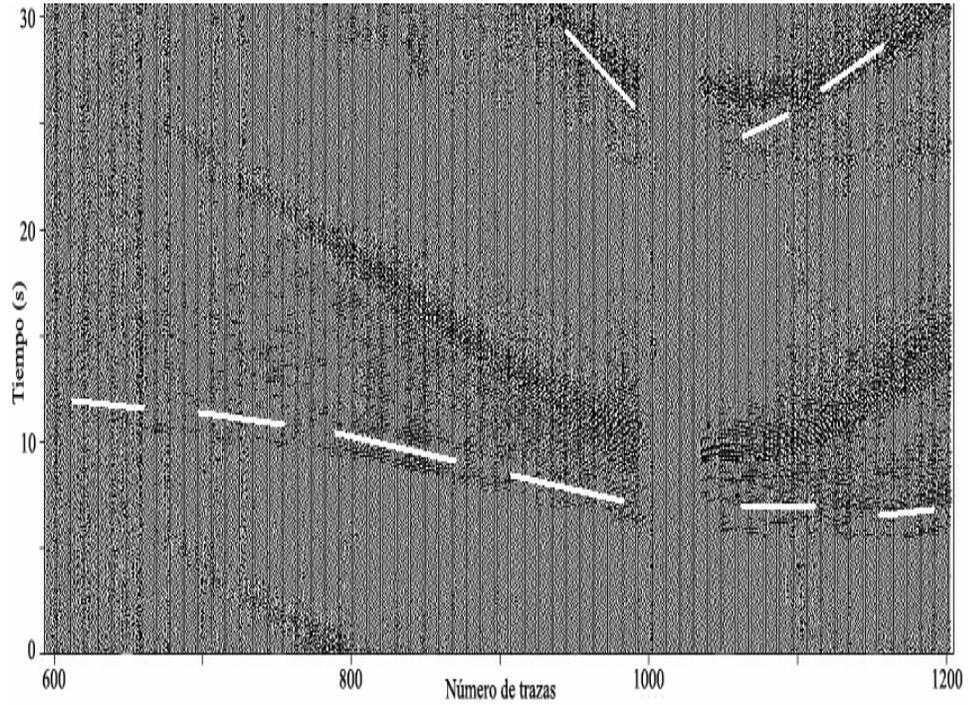


Figura 46. Fragmento de la sección sísmica BOL28B-DK registrada en la estación (OBS) Devil's Kiss obtenida luego de un filtrado pasa-banda. Nótese las llegadas de interés, un poco antes de la línea segmentada.

- **Apilado de trazas:** consiste en sumar trazas consecutivas con el propósito de incrementar las amplitudes de la señal coherente, y disminuir las amplitudes del ruido aleatorio, el cual presenta un patrón aleatorio, logrando incrementar la relación señal-ruido (Yilmaz, 1990). En lo referente a este estudio, las diferentes secciones poseen numerosas trazas (desde 31 hasta 6621 trazas), por lo que el valor de apilado varió desde uno, cinco o diez según el caso, con la finalidad de mejorar la relación señal-ruido, y por consiguiente, distinguir las fases corticales (figura 47).

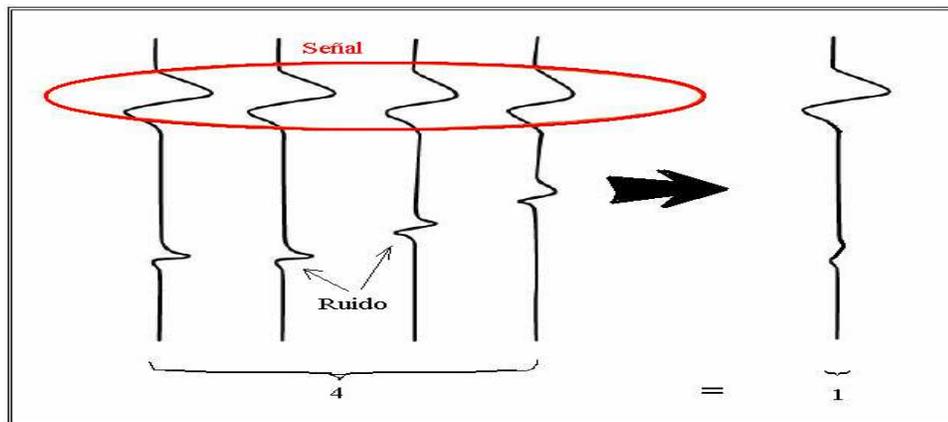


Figura 47. Esquema simplificado mostrando el apilamiento realizado a cada grupo de cuatro trazas.

Esta fase del procesamiento se aplicó a la sección obtenida luego del filtro pasa-banda. Para ello, se utilizó el guión de ejecución **flowpror.sh**, específicamente la sección denominada “apilado” (ver anexo 5). En la figura 48 se muestra la sección BOL28B-DK luego de aplicar un apilado de trazas igual a 10.

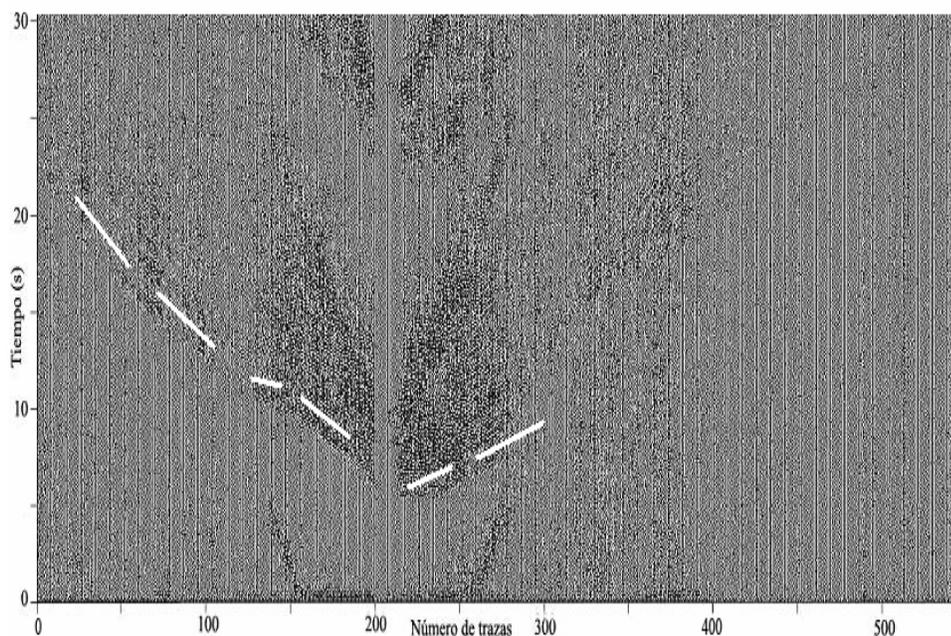


Figura 48. Sección BOL28BDK luego de un apilado de trazas. La sección original posee 5400 trazas, aproximadamente. El valor de apilado es 10, por lo tanto resulta una sección de 540 trazas. Nótese las llegadas de interés, un poco antes de la línea segmentada.

d) Asignación de la geometría:

Luego, fue necesario utilizar la rutina **scriptinicial.sh** (Masy, 2007) para incorporar la geometría propia de cada perfil para obtener las secciones preliminares. Previamente, las coordenadas geográficas de los disparos de cada una de las líneas sísmicas y las estaciones receptoras correspondientes fueron convertidas a coordenadas UTM, hemisferio norte WGS84 zona 20, mediante la aplicación MapInfo Versión 7.5. A su vez, se elaboró el apilado de las coordenadas geográficas de los disparos mediante una rutina en Matlab versión 7 llamada **apilado.m** (Ruiz, 2007), ya que el número de trazas debe ser igual al número de disparos. Por ejemplo, si en una sección sísmica se apilaban cada conjunto de 5 trazas contiguas, entonces el valor de distancia asignado a la nueva traza generada debe ser igual al promedio de las coordenadas UTM de los disparos extremos.

Esta información “geométrica” fue incorporada a cada sección mediante el comando *sushw* de Seismic UNIX (SU), presente en la rutina de ejecución **scriptinicial.sh**, por lo que el paso final fue transformar las secciones de formato SU a formato SEGY mediante la rutina **conversionsegy.sh** (Anexo 7. Masy, 2007).

En la figura 49 se muestra la sección en tiempo no reducido, obtenida luego de la asignación de la geometría. Se observa un retraso en las llegadas de las ondas debido a la columna de agua existente sobre la estación receptora (OBS).

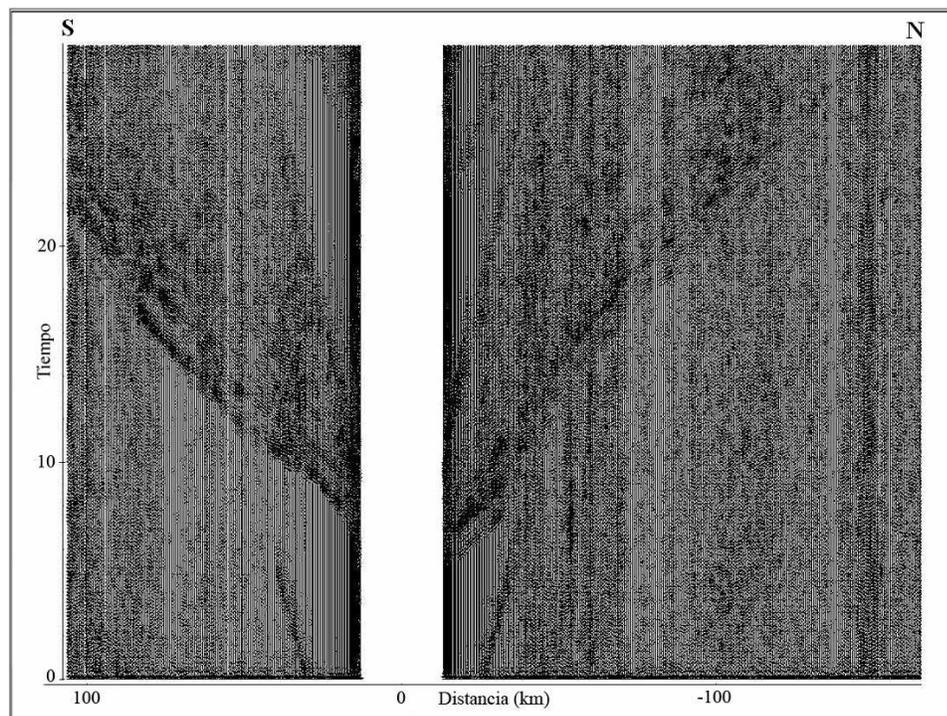


Figura 49. Sección sísmica preliminar en tiempo no reducido y con geometría incluida, correspondiente a la línea de disparos BOL28B registrados en la estación (OBS) Devil’s Kiss.

El siguiente paso consistió en la aplicación de la velocidad de reducción (6 km/s) a cada una de las secciones (ver figura 50), mediante el programa Reflex para Windows (Sandmeier, 2002) con la finalidad de lograr una mejor

visualización de las llegadas de las fases corticales, para lograr una diferencia en el patrón y horizontalización de las fases Pg, PmP y Pn, y poder caracterizar correctamente los tiempos de llegada de cada una de estas fases mediante los “picks” realizados sobre cada sección sísmica (ver el capítulo de resultados y análisis).

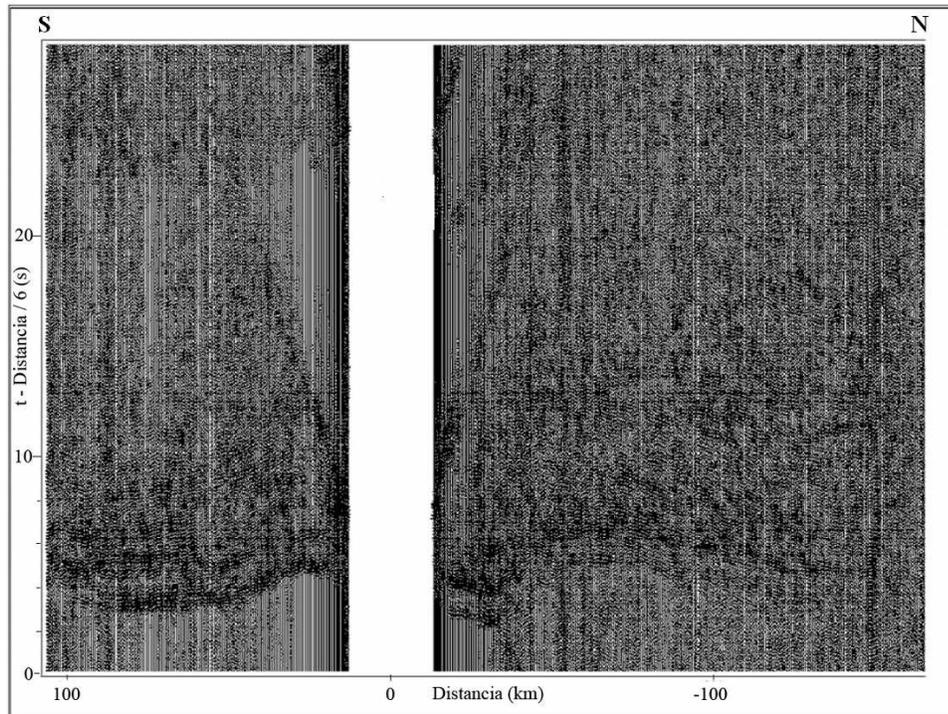


Figura 50. Sección sísmica final en tiempo reducido ($V_{red}=6$ km/s) correspondiente a la línea de disparos BOL28 registrados en el OBS Devil's Kiss.

4.2.2 Secciones en tierra:

Desde la base de datos de FUNVISIS se obtuvieron 4 archivos en formato SEG Y, correspondientes a 4 secciones sísmicas. A continuación se detalla la configuración de los perfiles 64°O y 65°O:

Tabla 1. Lista de los disparos estudiados en esta investigación pertenecientes al Proyecto SE-Caribe, sísmica de refracción en tierra (tomado de Schmitz et al, 2005).

Perfil	Nombre	Distancia a la costa	Longitud	Latitud	Fecha	Tiempo (GMT)	Carga	Profundidad del pozo
64°O	Pericoco	150 km	63,4144	9,3036	20/05/2004	04:01:00	1000 kg	47 m
	Jusepín	100 km	63,4712	9,7811	20/05/2004	04:31:00	600 kg	37 m
65°O	Cantaura	100 km	64,5305	9,3572	14/05/2004	04:01:00	600 kg	37 m
	San Mateo	50 km	64,5999	9,7322	14/05/2004	04:31:00	600 kg	37 m

Estas secciones fueron analizadas por Ávila (perfil 65°O) y Yáñez (perfil 64°O) en 2005, exclusivamente en lo referente a ondas P, mientras en el presente trabajo se realizó un análisis de ondas S. Para ello, se visualizaron mediante el programa REFLEXW, al aplicarse una velocidad de reducción igual a 3.46 km/s, con el fin de distinguir las llegadas correspondientes a la fase SmS (reflexión de ondas S en la discontinuidad de Mohorovicic). La interpretación y el modelado se muestran en el capítulo siguiente.

CAPÍTULO 5

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 Interpretación de las secciones sísmicas y modelado 2-D:

5.1.1 Secciones en mar:

Todas las secciones finales obtenidas en la etapa de procesamiento fueron analizadas con el propósito de caracterizar las fases corticales de interés, entre las que vale mencionar: fase Pg (refracción en el basamento cristalino) y PmP (reflexión en la interfase corteza-manto). Se procesaron 25 secciones marinas, de las cuales 5 mostraron una buena relación señal-ruido (ver tabla A-1, anexo 9), y por lo tanto fueron tomadas en cuenta al momento de realizar la caracterización de las fases corticales. A continuación serán descritas detalladamente:

5.1.1.1 Perfil 65°O:

a) BOL19 Piña Colada:

Corresponde a los disparos de aire comprimido efectuados por el arreglo de cañones sobre la línea de navegación BOL19 (perfil aproximado 65°O), las cuales fueron registradas por la estación temporal “Piña Colada” (OBS), que se muestra en la figura 51.

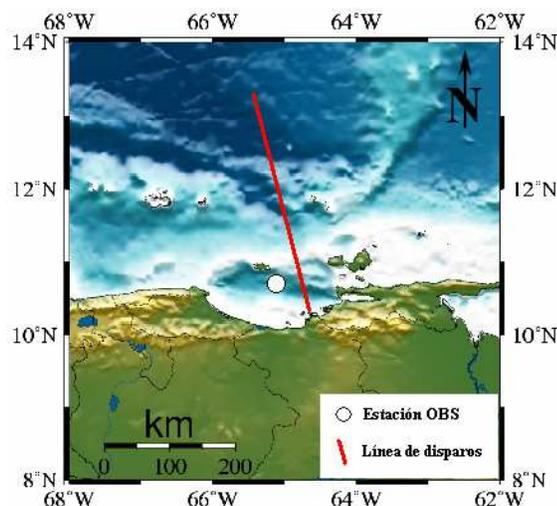


Figura 51. Mapa de ubicación de la línea BOL19 (en color rojo) y la estación receptora “Piña Colada” (circulo blanco).

La sección BOL19PC (estación receptora OBS “Piña Colada”) interpretada es expuesta en la figura 52. Se le aplicó una velocidad de reducción de 6 km/s. En consecuencia, se observan primeras llegadas de ondas a distancias que varían desde 50 km hasta 180 km con respecto a la estación receptora. En la parte norte se detecta la fase Pg (refracción en el basamento cristalino) entre 50 y 60 km a 2 y 3 s, respectivamente.

Se aprecia la fase PmP (reflexión en el manto superior) entre los 75 y 180 km de distancia desde la estación receptora hacia el norte. Los tiempos de llegada para esta fase varían entre los 4.0 y 1.7 s.

Además, hacia la parte sur del perfil sólo se observa la fase H (onda hidroacústica) que se propaga a través del agua y posee una velocidad aparente de 1.5 km/s, aproximadamente.

Es importante acotar que en la figura 52 la distancia mínima fuente-receptor (aproximadamente 50 km tanto en sentido norte como sur) no parece ser lineal. Este efecto se realizó con el fin de obtener en una misma gráfica toda la sección y debe ser tomado en cuenta al momento de interpretarla.

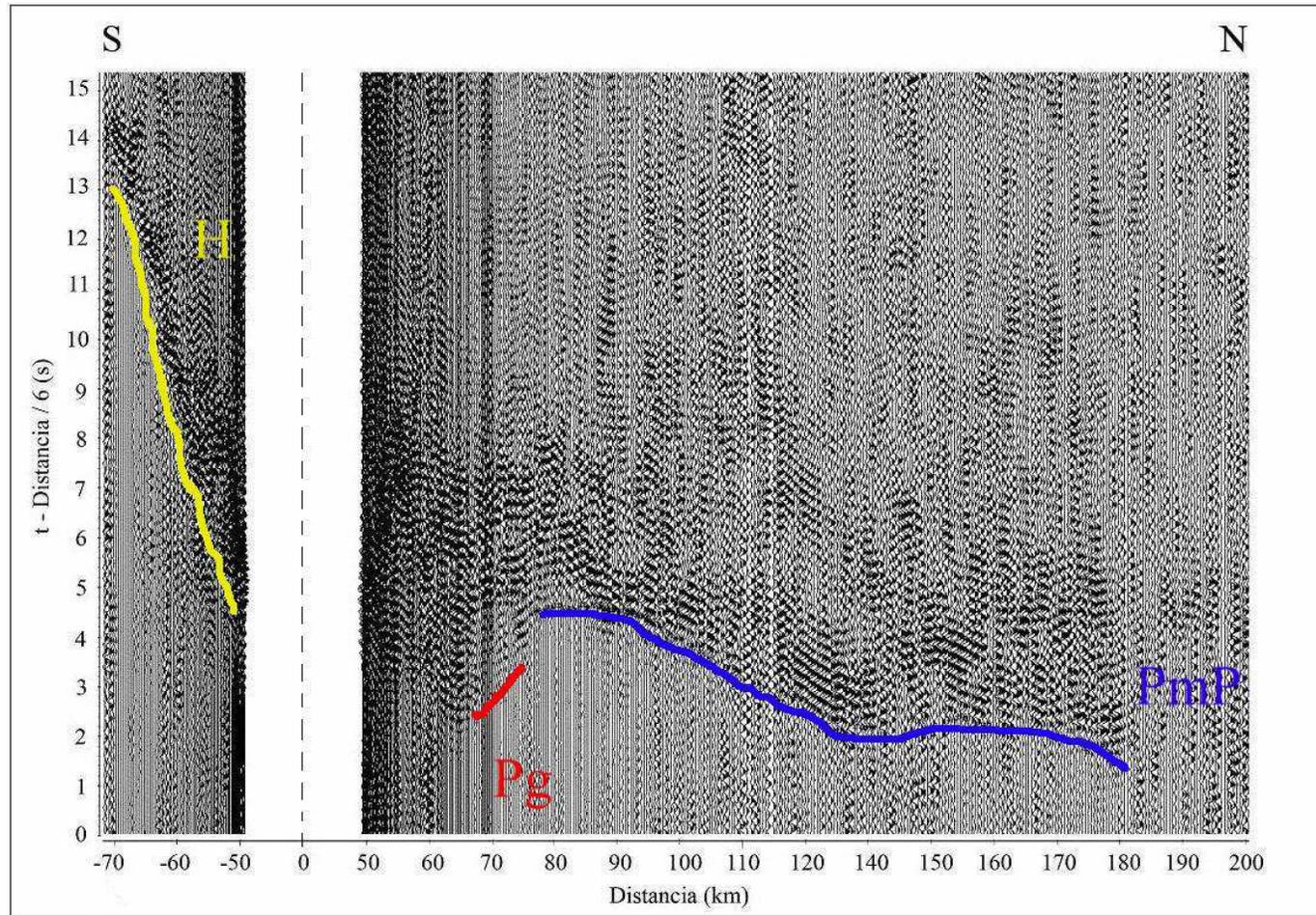


Figura 52. Sección sísmica interpretada BOL19PC. Obsérvense las fases H (amarillo) denotando la onda hidroacústica, Pg (rojo) indica la refracción en el basamento cristalino y PmP (azul) indica la reflexión de ondas P en el manto superior.. Vred=6km/s.

b) Sección BOL19CL:

Corresponde a los disparos efectuados por los cañones de aire sobre la línea de navegación BOL19 (perfil aproximado 65°O), las cuales fueron registradas por la estación temporal “Cuba Libre” (OBS), mostrada en la figura 53.

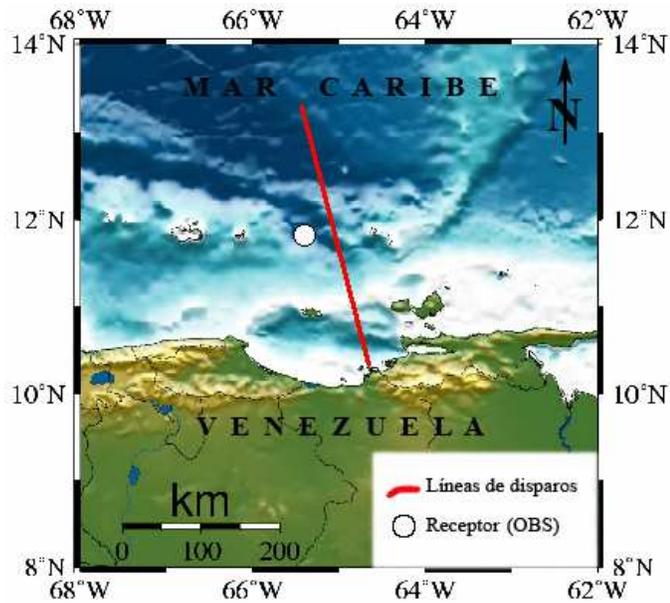


Figura 53. Mapa de ubicación de la línea BOL19 (color rojo) y la estación receptora “Cuba Libre” (círculo blanco).

La sección BOL19CL (estación receptora OBS “Cuba Libre”) fue dividida en sus partes norte y sur. La parte sur se observa en la figura 54, aplicándose una velocidad de reducción de 6 km/s. Se detecta la fase PmP en color azul, en un rango de distancias que oscila entre los 80 y 190 km de la estación receptora, y entre los 4 y 1 s, respectivamente.

Además, se observa el múltiple (color verde) de la fase PmP con 5 s de retraso con respecto a esta última, siendo destacada con la nomenclatura PmP2. Cabe destacar, que se observa las llegadas de las ondas generadas por disparos previos en el agua (color amarillo) y no se aprecia la fase Pg.

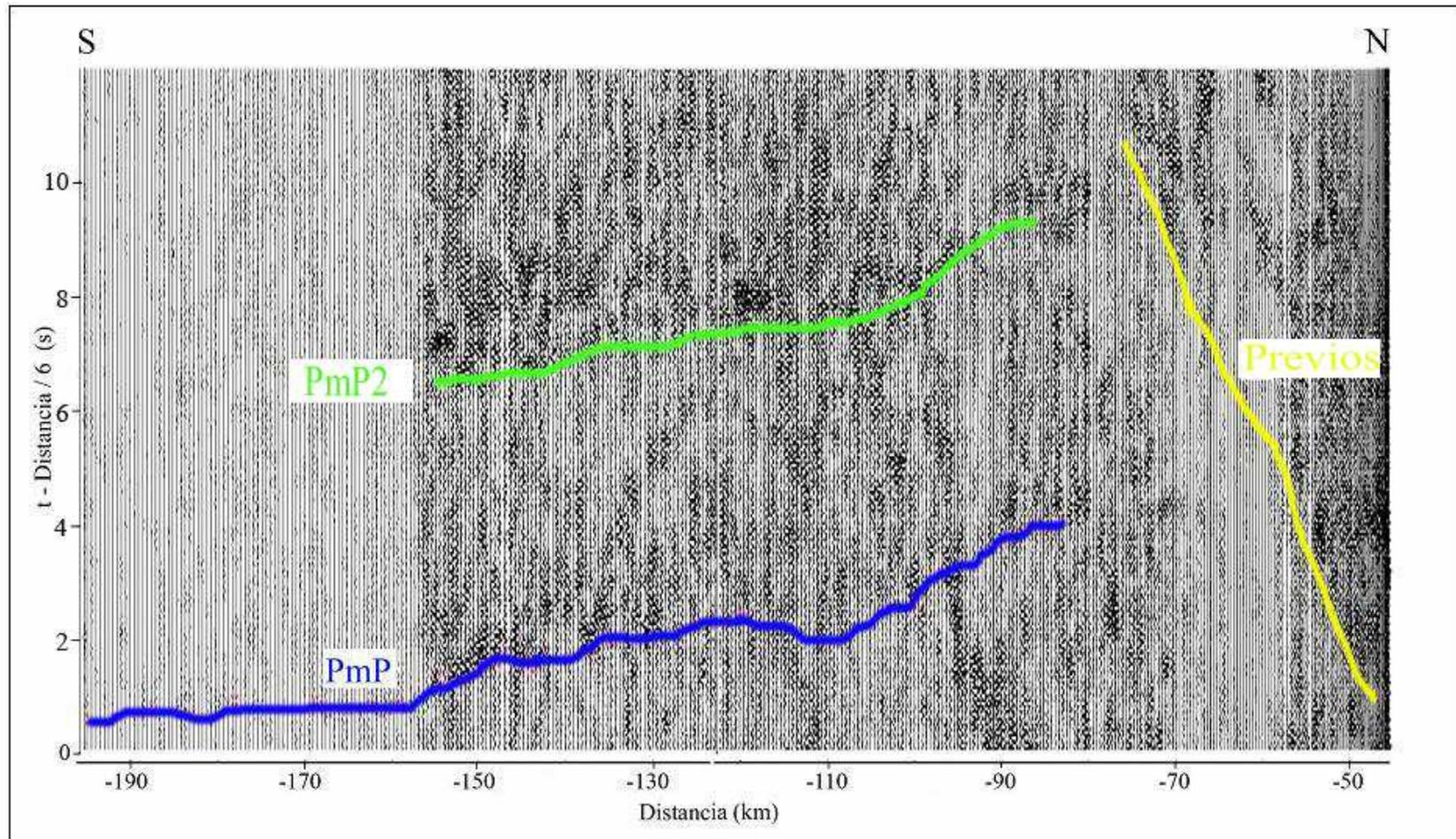


Figura 54. Sección sísmica interpretada BOL19CL (sur). Obsérvense las fases PmP (azul) indica la reflexión de ondas P en el tope del manto superior. En color amarillo se distinguen las llegadas de disparos previos. $V_{red}=6\text{km/s}$.

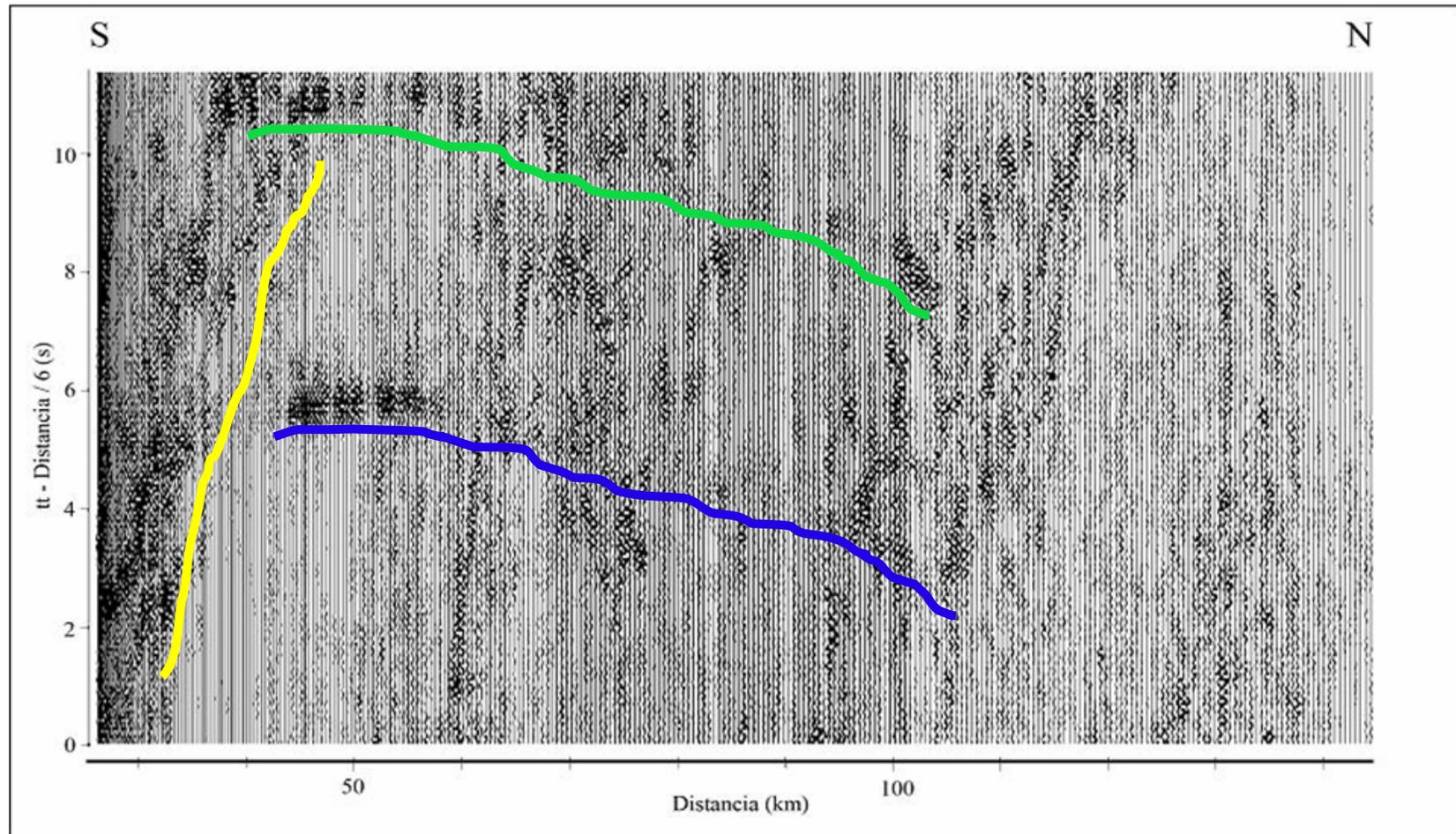


Figura 55. Sección sísmica interpretada BOL19CL (norte). las fases PmP (azul) indica la reflexión de ondas P en el tope del manto superior. En color amarillo se distinguen las llegadas de disparos previos. $V_{red}=6\text{km/s}$.

En la parte norte de la sección (figura 55) se observa la fase PmP (reflexión en el tope del manto superior) en color azul, en un rango de distancias que oscila entre los 35 y 100 km de la estación receptora, y entre los 5 y 3 s, respectivamente.

Igual que en la parte sur, se observa el múltiple PmP2 (color verde) de la fase PmP (color azul) con 5 s de retraso con respecto a la última. Este retraso es el esperado, tomando en cuenta que la profundidad del agua sobre el OBS “Cuba Libre” es de casi 4 km. No se observa la llegada de la fase Pg, quizá debido a que la estación se encuentra situada sobre corteza oceánica.

Se detecta la llegada de una onda hidroacústica H perteneciente al disparo previo (color amarillo) con velocidad aparente de 1.5 km/s, aproximadamente.

Modelo de la línea BOL19:

La ubicación geográfica del perfil se muestra en la figura 56. Para realizar el modelado se utilizaron los tiempos correspondientes a las primeras llegadas de las fases Pg y PmP presentes en las secciones BOL19PC (Piña Colada) y BOL19CL (Cuba Libre), descritas anteriormente.

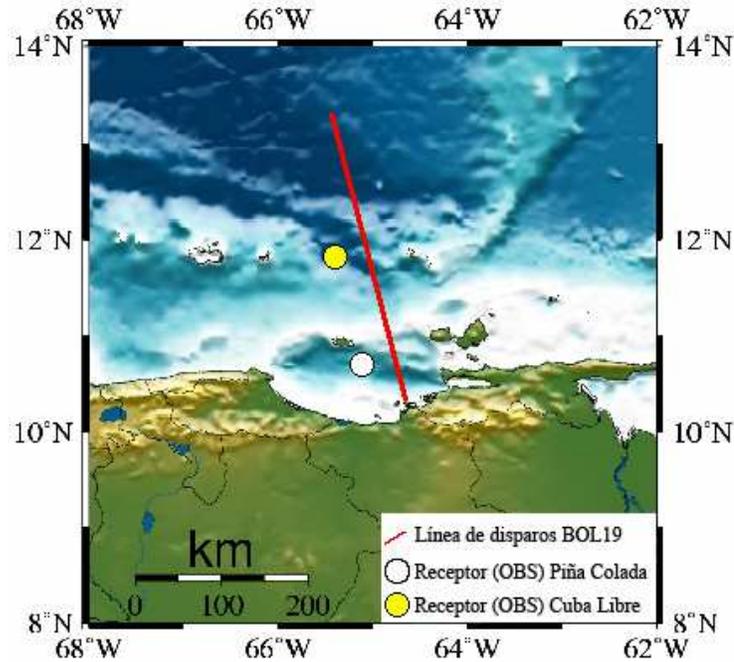


Figura 56. Ubicación de la línea de disparos BOL19 (en color rojo). Al norte el receptor OBS “Cuba Libre” (CL) representada por el círculo amarillo y al sur el receptor OBS “Piña Colada” (PC) representada por el círculo blanco.

Para ello se utilizó el programa para el modelado mediante trazado de rayos RAYINVR (Zelt y Smith, 1992). El modelo inicial fue construido a partir del modelo del perfil 65° O generado por Ávila (2005). El mismo consta de 6 capas, la más superficial representa el agua del Mar Caribe, a la que se le atribuyó una velocidad de propagación de ondas acústicas igual a 1.5 km/s y su profundidad fue incorporada al modelo desde la base de datos batimétrica de Sandwell y Smith (1997), ver figura 57.

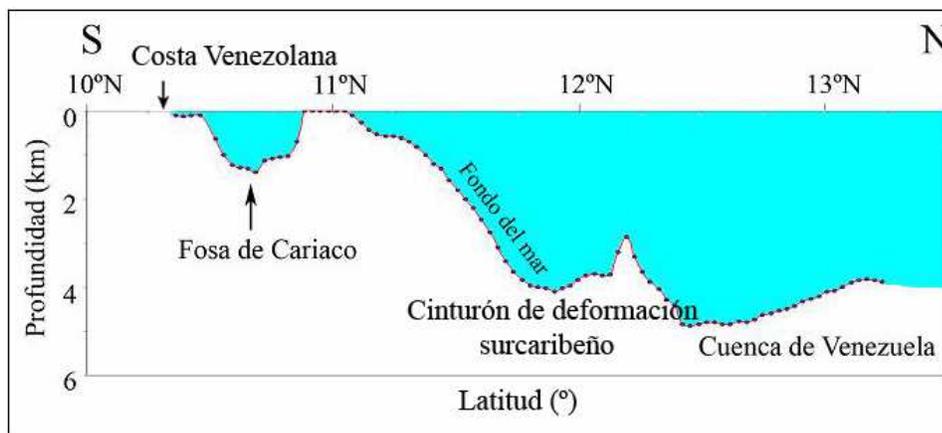


Figura 57. Batimetría del perfil 65°O (línea BOL19). El color azul representa el cuerpo de agua del Mar Caribe. Un grado equivale a 110.5 km, aproximadamente.

En 1997, Ysaccis propuso la edad y composición de los estratos (hasta el basamento) que conforman estos modelos, basándose en estudios sísmicos confirmados por información proveniente de registros de pozos en las áreas de Cariaco y Carúpano, al noreste de Venezuela.

La segunda capa representa los sedimentos no consolidados de edad Oligoceno-Mioceno (Blanco et al., 2000) que posee una profundidad máxima de 7 km, aproximadamente.

La tercera capa representa sedimentos consolidados de margen pasivo (Jurásico-Cretácico) cuya profundidad promedio es de 8 km (Ysaccis, 1997).

La cuarta capa representa la corteza superior (su tope es la interfase sedimentos-corteza superior), posee un espesor promedio de 10 km y una profundidad máxima de 20 km. La velocidad promedio con la que se propagan las ondas P en esta capa es 6.2 km/s. La capa siguiente es la quinta, la cual representa a la corteza inferior, posee un espesor promedio de 15 km y su profundidad máxima es 33 km. La velocidad promedio con la que se propagan las ondas tipo P en esta capa es 7 km/s. La región donde estas ondas iluminaron

a la interfase sedimentos-corteza se representa con líneas negras interrumpidas (figura 58).

La sexta capa representa parte del manto superior, asignándosele una velocidad promedio de ondas P igual a 8.2 km/s, pues no se observó la fase Pn (refracción crítica en el tope del manto superior).

En el modelo se muestra que la corteza (inferior, superior y el paquete de sedimentos) es más gruesa hacia el sur (32 km) mientras es más delgada al norte (27 km). Esto es comprobado sólo para la región iluminada por las reflexiones de las ondas en la discontinuidad de Mohorovicic (interfase corteza-manto), las cuales están señaladas por líneas negras interrumpidas.

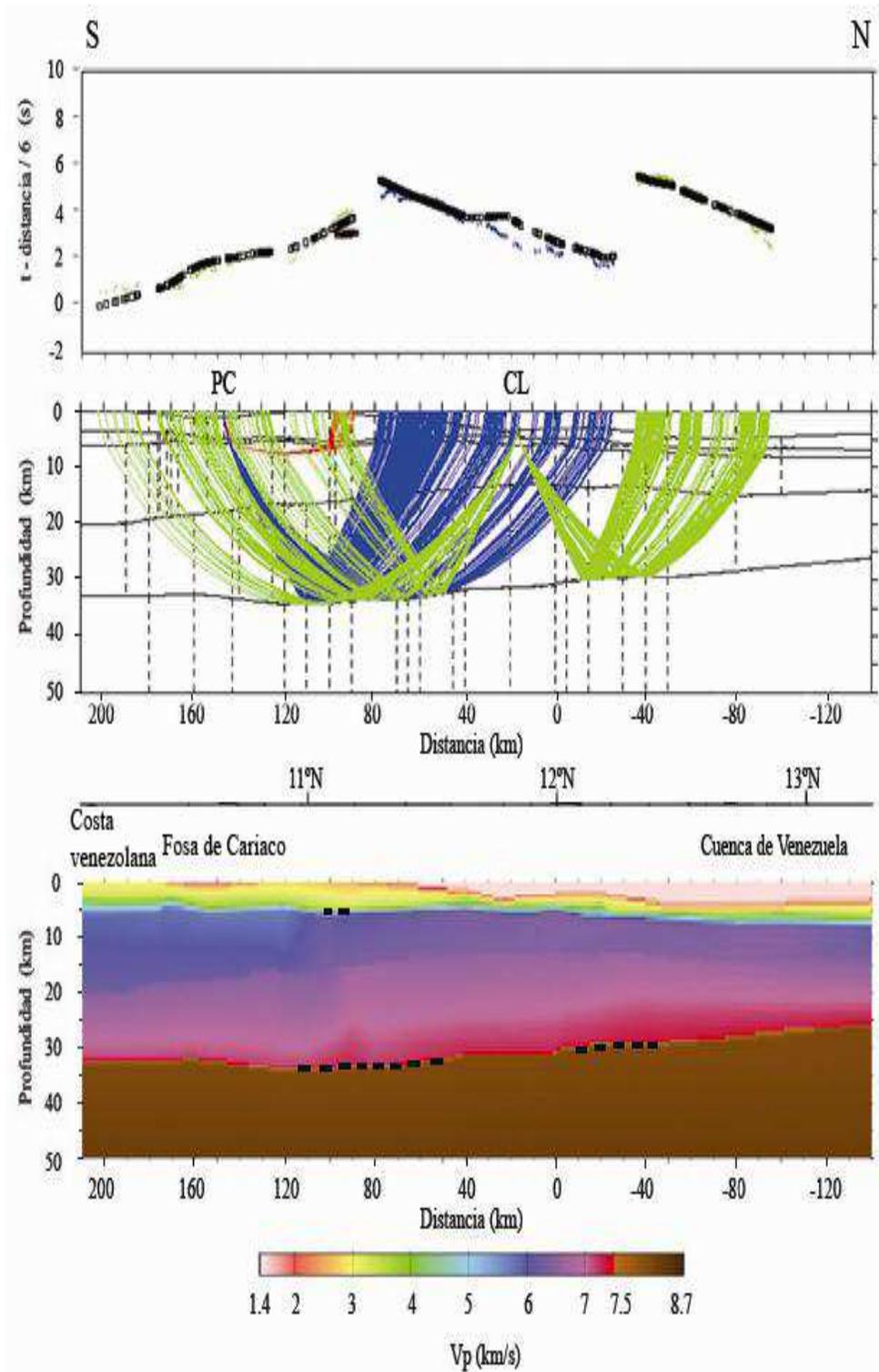


Figura 58. Perfil 65°O (línea BOL19). **Arriba:** Tiempos reducidos del viaje de los rayos en función de la distancia fuente-receptor (observados: en color, calculados: en negro). **Medio:** Trayectoria de los rayos y modelo estructural de la corteza. **Abajo:** Modelo de velocidades de propagación de ondas P.

c) Sección BOL20PC:

Corresponde a las detonaciones efectuadas mediante cañones de aire sobre la línea de navegación BOL20 (perfil aproximado 65°O), las cuales fueron registradas por la estación temporal “Piña Colada” (OBS), mostrada en la figura 59.

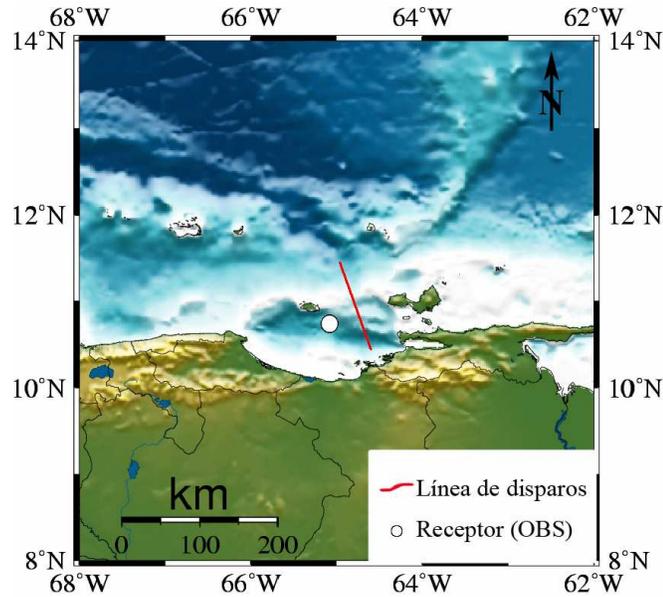


Figura 59. Mapa de ubicación de la línea BOL20 (color rojo) y la estación receptora (OBS) “Piña Colada” es representada por un círculo blanco.

La sección BOL20PC (estación receptora OBS “Piña Colada”) se observa en la figura 60. A la misma se le aplicó una velocidad de reducción de 6 km/s al momento de reducir los tiempos.

En la parte sur de la sección sólo se detecta la onda que se propaga a través del agua en color amarillo. En la parte norte, se observa en color rojo a la fase Pg desde una distancia de 58 a 70 km desde la estación receptora y tiempos reducidos comprendidos entre 2.5 y 3 s, respectivamente. La fase PmP (color azul), en un rango de distancias que oscila entre los 70 y 100 km desde la estación receptora, y entre los 5 y 4.5 s, respectivamente.

Es importante acotar que en la figura 60 la distancia mínima fuente-receptor (aproximadamente 50 km tanto en sentido norte como sur) no es lineal. Este efecto se realizó con el fin de obtener en una misma gráfica toda la sección y debe ser tomado en cuenta al momento de interpretarla.

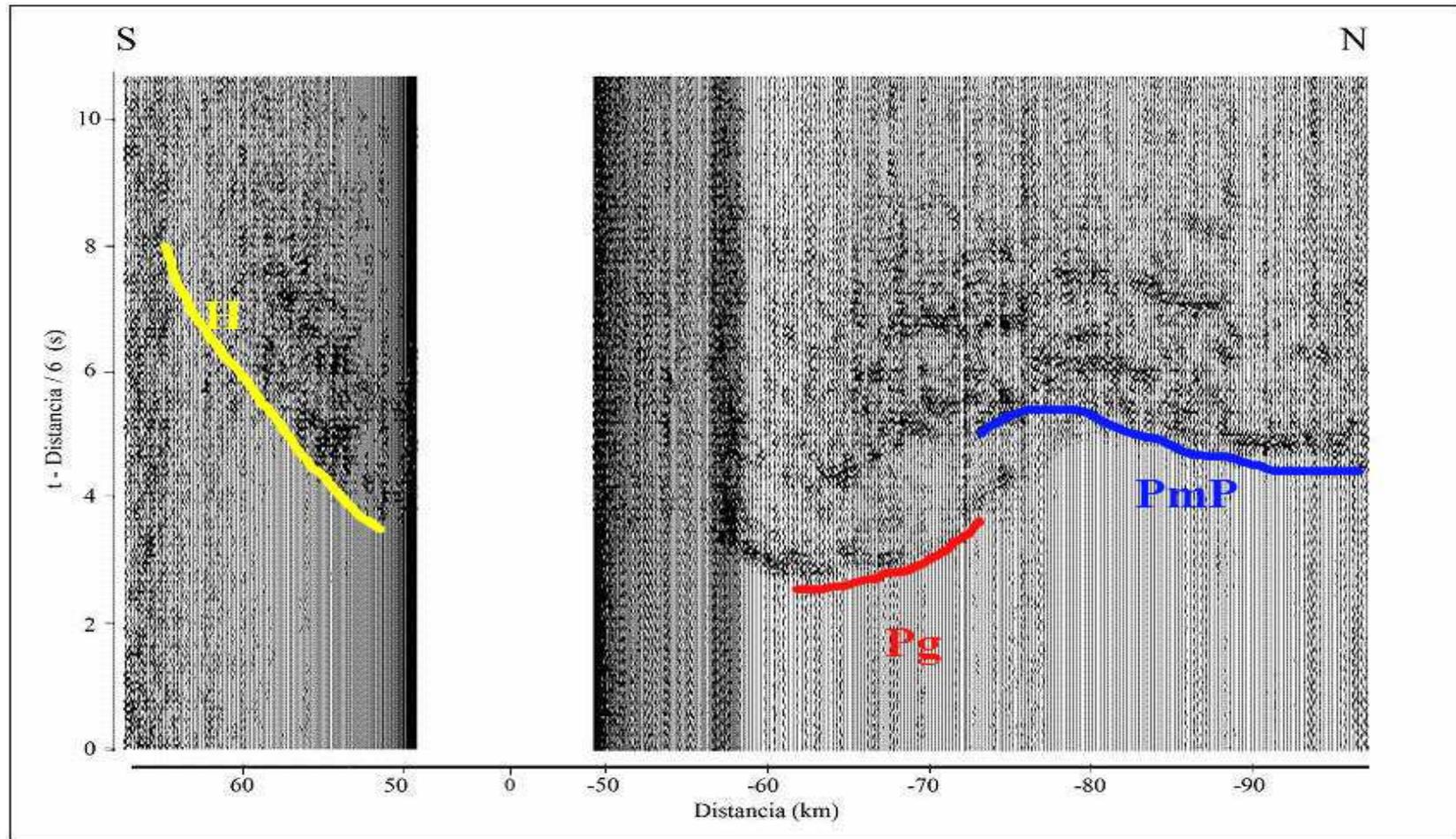


Figura 60. Sección sísmica interpretada BOL20PC. Obsérvese las fases Pg (rojo) indica la refracción en el basamento cristalino y PmP (azul) indica la reflexión de ondas P en el tope del manto superior. En color amarillo se distinguen las llegadas de las ondas hidroacústicas de disparos previos. $V_{red}=6\text{km/s}$.

Modelo de la línea BOL20:

El modelado de este perfil se realizó a partir de las interpretaciones de las secciones BOL20PCR (Puerto La Cruz) y BOL20PC (Piña Colada), descritas anteriormente y cuya ubicación se muestra en la figura 61.

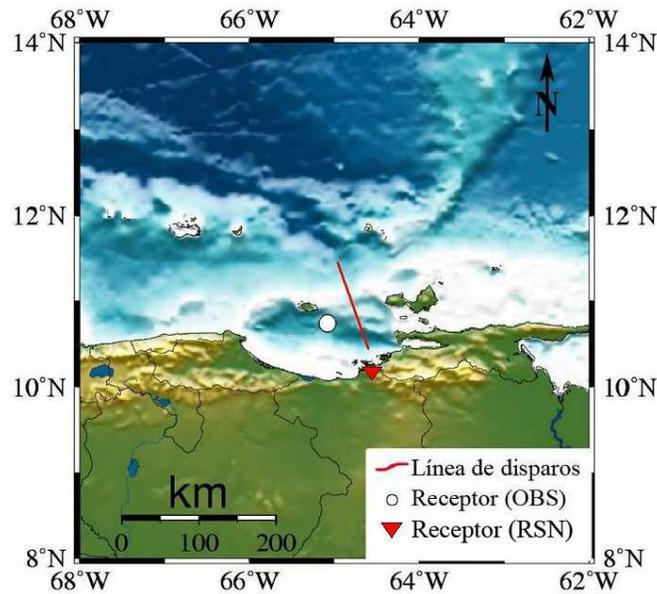


Figura 61. Ubicación de la línea de disparos BOL20, la estación receptora de la Red Sismológica Nacional Puerto La Cruz (PCR) representada por el triángulo rojo y la estación receptora temporal Piña Colada (PC) representada por el círculo blanco.

Cabe mencionar, que los datos de las primeras llegadas en la sección BOL20PCR (Puerto La Cruz) fueron facilitados por Ávila (comunicación personal), y en la figura 63 (medio) corresponden a los rayos de color rojo (fase Pg) y color azul (fase PmP). El modelo consta de 6 capas, la más superficial representa el cuerpo de agua del Mar Caribe, con una velocidad de propagación de ondas acústicas igual a 1.5 km/s y su profundidad fue incorporada al modelo desde la base de datos batimétrica de Sandwell y Smith (1997), (figura 62).

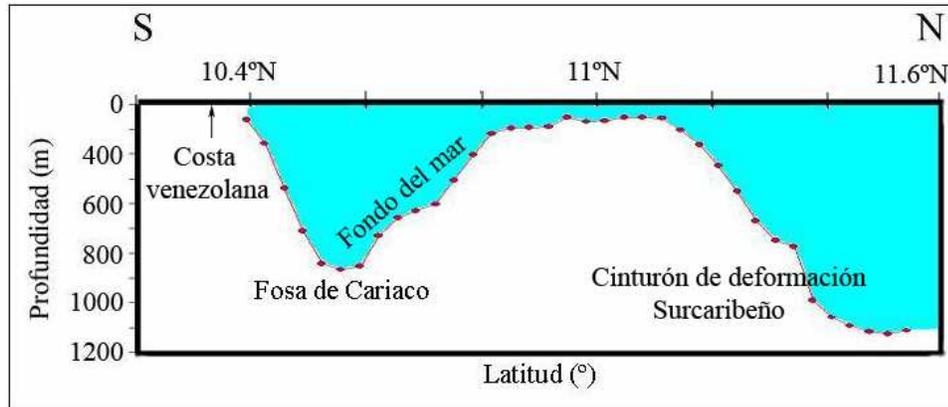


Figura 62. Batimetría del perfil 65°O (línea BOL20). El color azul representa el cuerpo de agua del Mar Caribe.

La profundidad de las interfases y las velocidades de cada capa fueron tomadas del modelo obtenido por Ávila (2005). También tiene concordancia con estudios previos realizados por Ysaccis (1997).

Se obtuvo un modelo un poco más detallado, debido a que se utilizó una mayor cantidad de nodos, capaces de definir profundidad y velocidad de cada interfase en el modelo obtenido en el presente trabajo.

La segunda capa representa los sedimentos no consolidados de edad Oligoceno-Mioceno (Blanco et al., 2000). En la Fosa de Cariaco la base de esta capa alcanza la profundidad máxima de 7 km, aproximadamente.

La tercera capa representa sedimentos consolidados de margen pasivo (Jurásico-Cretácico) cuya profundidad promedio de su base es 7.5 km. Su espesor promedio está cercano a 0.5 km.

La cuarta capa representa la corteza superior, posee un espesor promedio de 10 km y la profundidad máxima de su base es 22 km. La velocidad promedio con la que se propagan las ondas P en esta capa es 6.2 km/s. La capa siguiente es la quinta, la cual representa a la corteza inferior,

posee un espesor promedio de 15 km y la profundidad máxima de su base es 30 km. La velocidad promedio con la que se propagan las ondas tipo P en esta capa es 7.1 km/s. Obsérvese la región donde las ondas iluminaron a la interfase sedimentos-corteza (figura 63).

La sexta capa representa el tope del manto superior, asignándosele un promedio de velocidad de propagación de ondas P igual a 8.2 km/s.

En el modelo se muestra que la corteza (superior, inferior y sedimentos) posee un espesor aproximado de 30 km, al sur. Hacia el norte es de 26 km. Esto es válido sólo para los puntos iluminados (líneas negras interrumpidas) por las reflexiones de las ondas P en la discontinuidad de Mohorovicic (interfase corteza-manto).

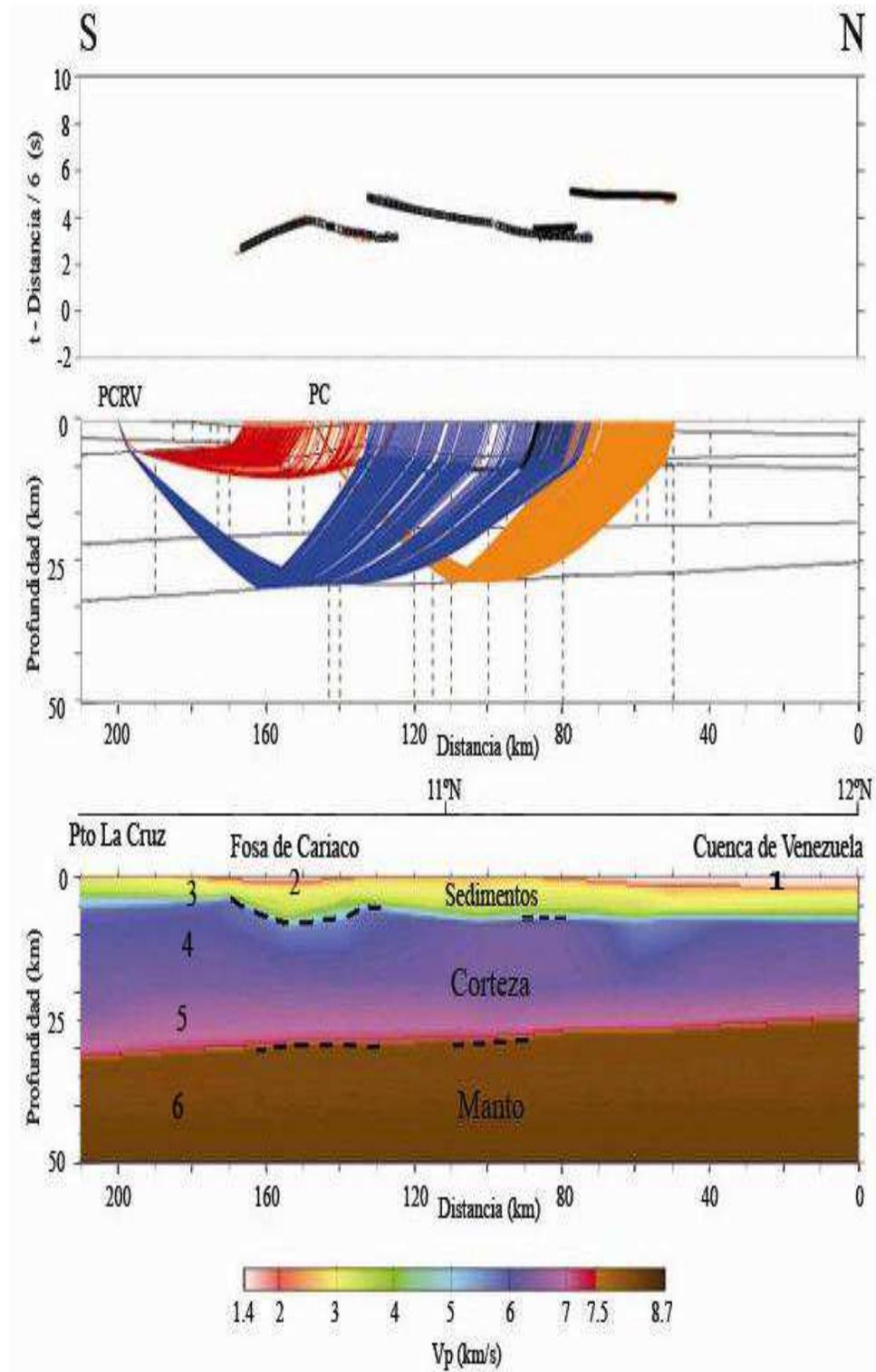


Figura 63. Perfil 65°O (línea BOL20). **Arriba:** Tiempos de viaje (reducidos) en función de la distancia fuente-receptor (observados: en color, calculados: en negro). **Medio:** Trayectoria de los rayos y modelo estructural de la corteza. **Abajo:** Modelo de velocidades de propagación de ondas P. Nota: Los números del 1 al 6 representan las 6 capas que lo conforman.

Como puede observarse en la figura 64 (arriba) el modelo propuesto por Ávila (2005) y el generado en el presente trabajo (figura 64, abajo) tienen la misma configuración. Se extiende la zona donde existe control de las llegadas (representadas por líneas negras punteadas) más allá de los 11° de latitud norte, tanto en la interfase sedimentos-corteza como en la discontinuidad de Mohorovicic, ambas zonas de control se ubican a la profundidad esperada por el modelo de Ávila (2005).

Cabe destacar el ligero cambio en la pendiente de la discontinuidad de Moho en la zona de control ubicada más al sur, pues en el modelo generado en este proyecto es más suave, por lo que esta interfase es un poco más somera (30 km) hacia el sur

En cuanto a las velocidades obtenidas en ambos modelos son similares, salvo en regiones localizadas del perfil, como por ejemplo entre los 70 km y 120 km medidos desde el punto de referencia convenido para el proyecto **GEODINOS** (el paralelo 12° de latitud norte), zona en la cual las velocidades de la corteza superior (capa 4) del modelo reciente (6.5 km/s) son ligeramente mayores a las del modelo anterior (6.2 km/s). Este aumento puede estar asociado a un cambio en la composición mineralógica de la misma (cambio de corteza continental a oceánica). Para la misma capa pero entre los 40 km y 70 km, se observa en el modelo actual una zona en donde la velocidad disminuye lateralmente (6 km/s).

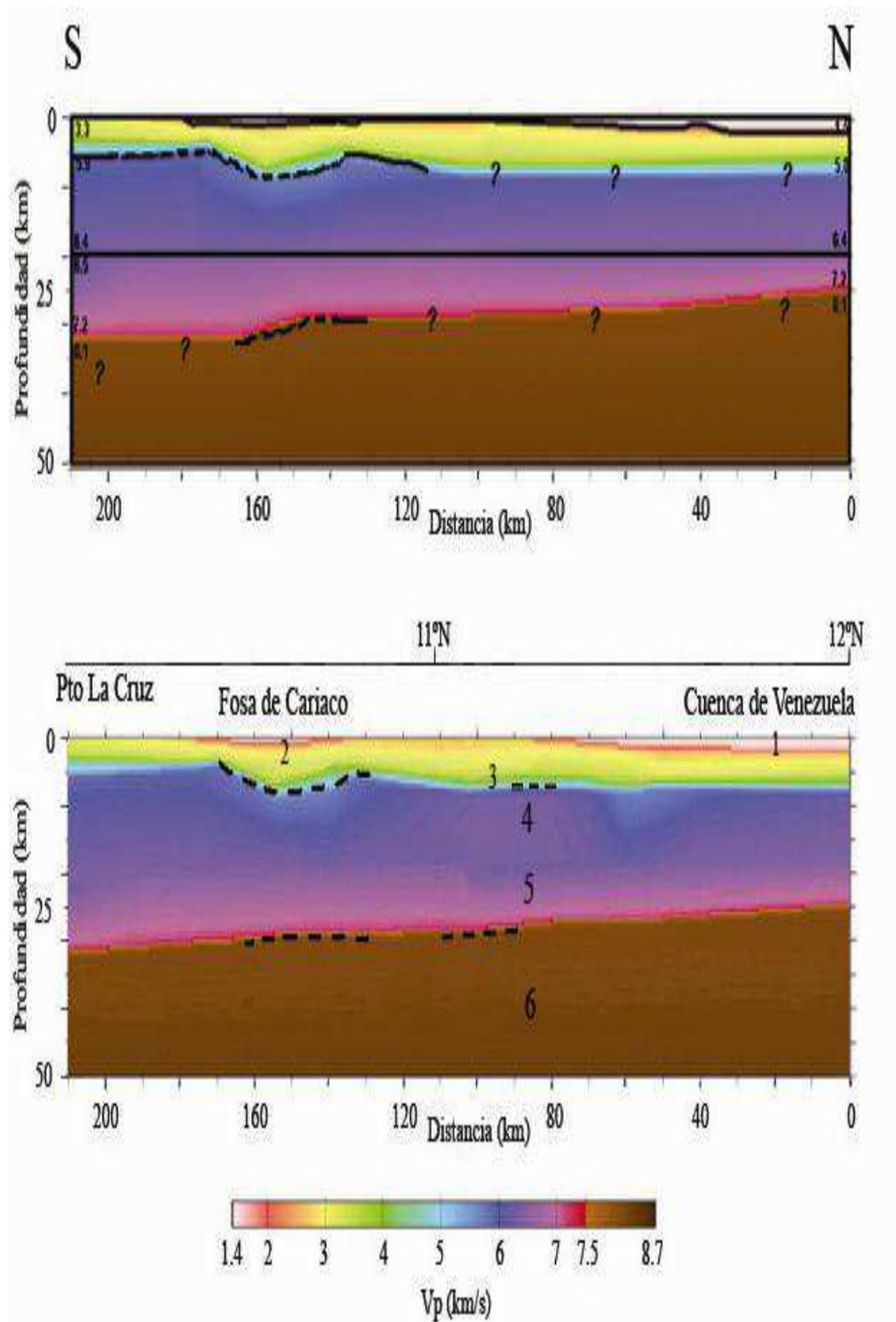


Figura 64. Comparación entre los modelos de velocidades de ondas P para el perfil marino 65° O. **Arriba:** Modelo de velocidades generado por Ávila (2005). **Abajo:** Modelo generado durante el presente trabajo. Nota: Los números del 1 al 6 representan las 6 capas que lo conforman.

5.1.1.2. Perfil 64° O

a) Sección BOL28DK:

Corresponde a los disparos de cañones de aire efectuados sobre la línea BOL28, captados y registrados por la estación receptora (OBS) “Devil’s Kiss” (figura 65).

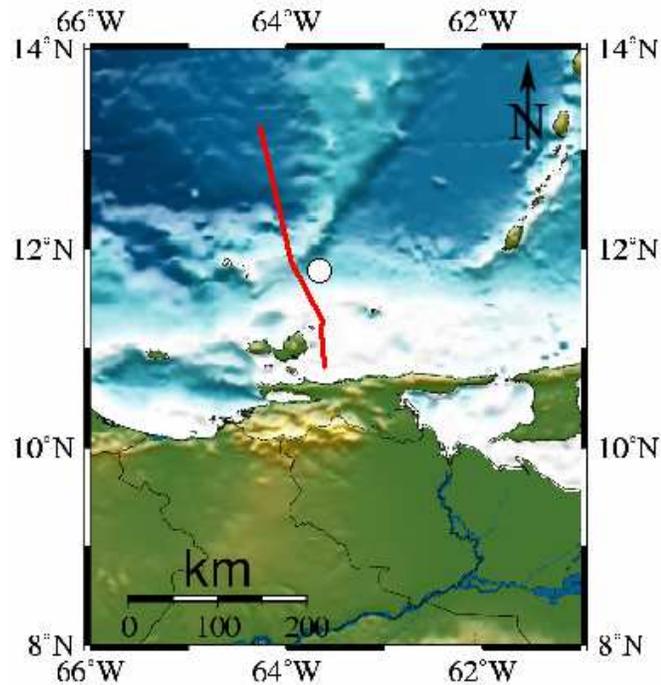


Figura 65. Mapa de ubicación de la línea BOL28 (trazo de color rojo) y la estación receptora OBS “Devil’s Kiss” (circulo blanco).

La figura 66 muestra la interpretación de las fases corticales. En tal sentido, en la parte sur de la sección se detecta la fase Pg en color rojo, en un rango de distancias que oscila entre los 30 y 85 km, y los tiempos reducidos oscilan entre los 4.5 y 3 s, respectivamente. La fase PmP, en color azul se observa desde 70 a 100 km, aproximadamente, y presenta unos tiempos que oscilan entre los 5 y 4.5 s, respectivamente.

En la parte norte de la sección se observa la fase Pg, en color rojo, en un rango de distancias que varía entre los 30 y 70 km desde la estación receptora, y presenta tiempos de llegada que oscilan entre 2 y 4.5 s, respectivamente. La fase PmP se observa entre los 70 y 140 km desde la estación y los tiempos oscilan entre los 6 y 4 s, respectivamente. El punto crítico se ubica a 70 km de distancia y a 6 s de tiempo reducido.

Tanto en la parte norte como en la sur, se observa la fase H, en color amarillo, la cual denota las ondas propagadas en el agua y presentan una velocidad aparente de 1.5 km/s, aproximadamente.

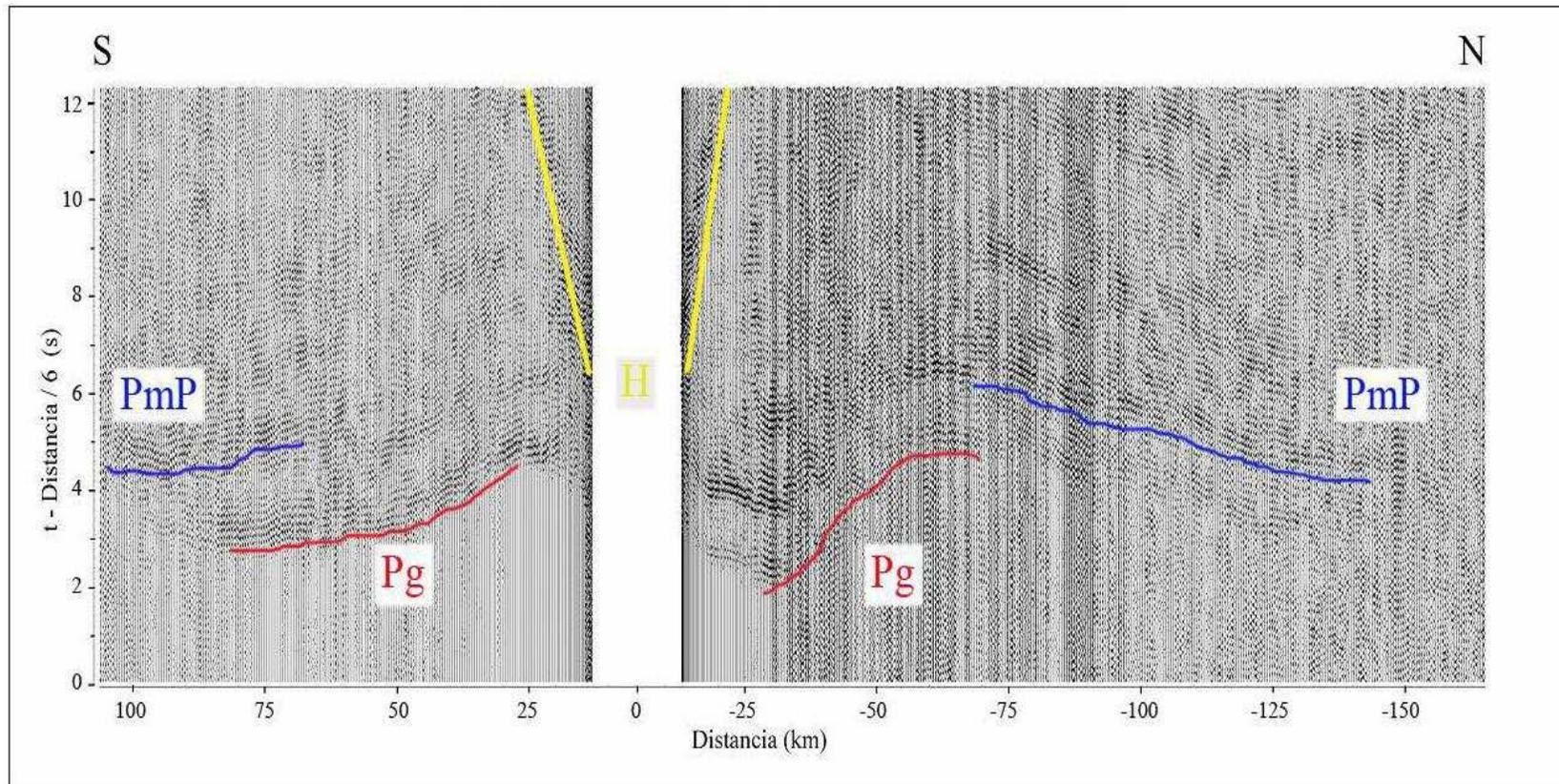


Figura 66. Sección sísmica interpretada BOL28DK. Obsérvese las fases Pg (rojo) indica la refracción en el basamento cristalino, PmP (azul) indica la reflexión de ondas P en el tope del manto superior y en color amarillo se distinguen las llegadas de la onda hidroacústica H. $V_{red}=6\text{km/s}$.

b) Sección BOL28CRUV:

En la figura 67 se muestran los disparos de cañones de aire efectuados sobre la línea BOL28 registrados por la estación Carúpano (CRUV) perteneciente a la Red Sismológica Nacional operada por FUNVISIS.

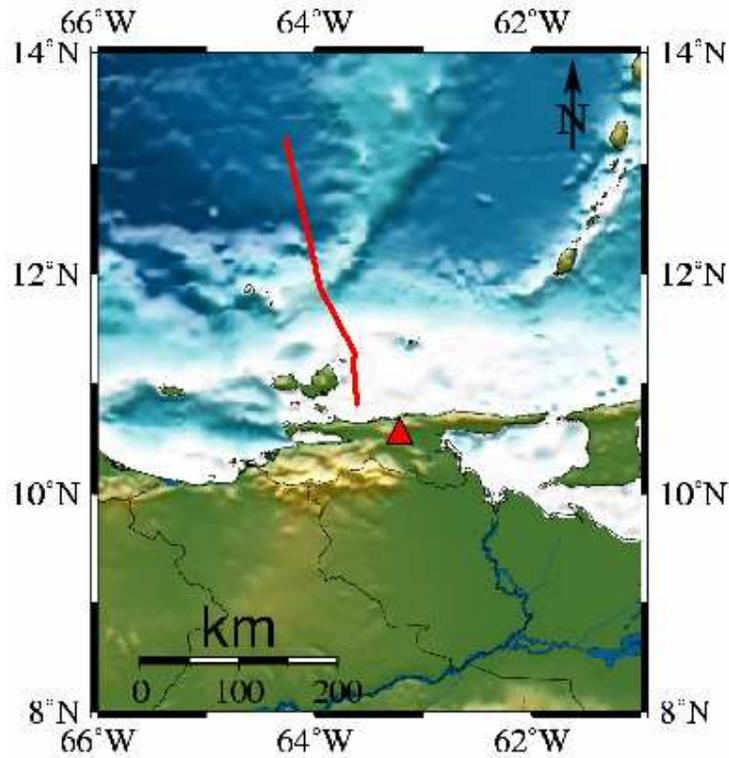


Figura 67. Ubicación de la línea de disparos BOL28 y la estación receptora de la Red Sismológica Nacional Carúpano.

En la figura 68 a) se muestra la sección obtenida en esta investigación sin interpretar. En b) se muestra la misma con la interpretación de las fases. En este sentido, se detecta la fase Pg (color rojo) en un rango de distancias que oscila entre los 53 y 55 km y posee una velocidad aparente de 4.2 km/s, aproximadamente, y un rango de tiempo reducido que oscila entre 1.7 y 1.9 s. También se detecta la fase PmP entre los 65 y 123 km desde la estación receptora. El punto crítico se ubica en los 65 km de distancia y a 3.6 s de tiempo reducido. En c) se ilustra la sección obtenida por Yáñez (2005), en la

que se detecta la fase PmP hasta los 170 km, además de la fase Pi, interpretada como refracción intracortical.

Ambas interpretaciones son muy similares entre sí, pero existe un segmento de la sección generada en este trabajo donde no se detectan las llegadas de interés, específicamente la fase PmP. Esto ocurre a distancias mayores de 125 km medidas desde la estación. Por esta razón, se utilizaron los tiempos de llegada (detectados más allá de los 125 km) de la fase PmP obtenidos por Yáñez en 2005. Cabe mencionar, que durante la etapa de procesamiento, ambos autores aplicaron a las secciones el mismo filtro pasa-banda, cuyos vértices están comprendidos entre 3 y 7 Hz.

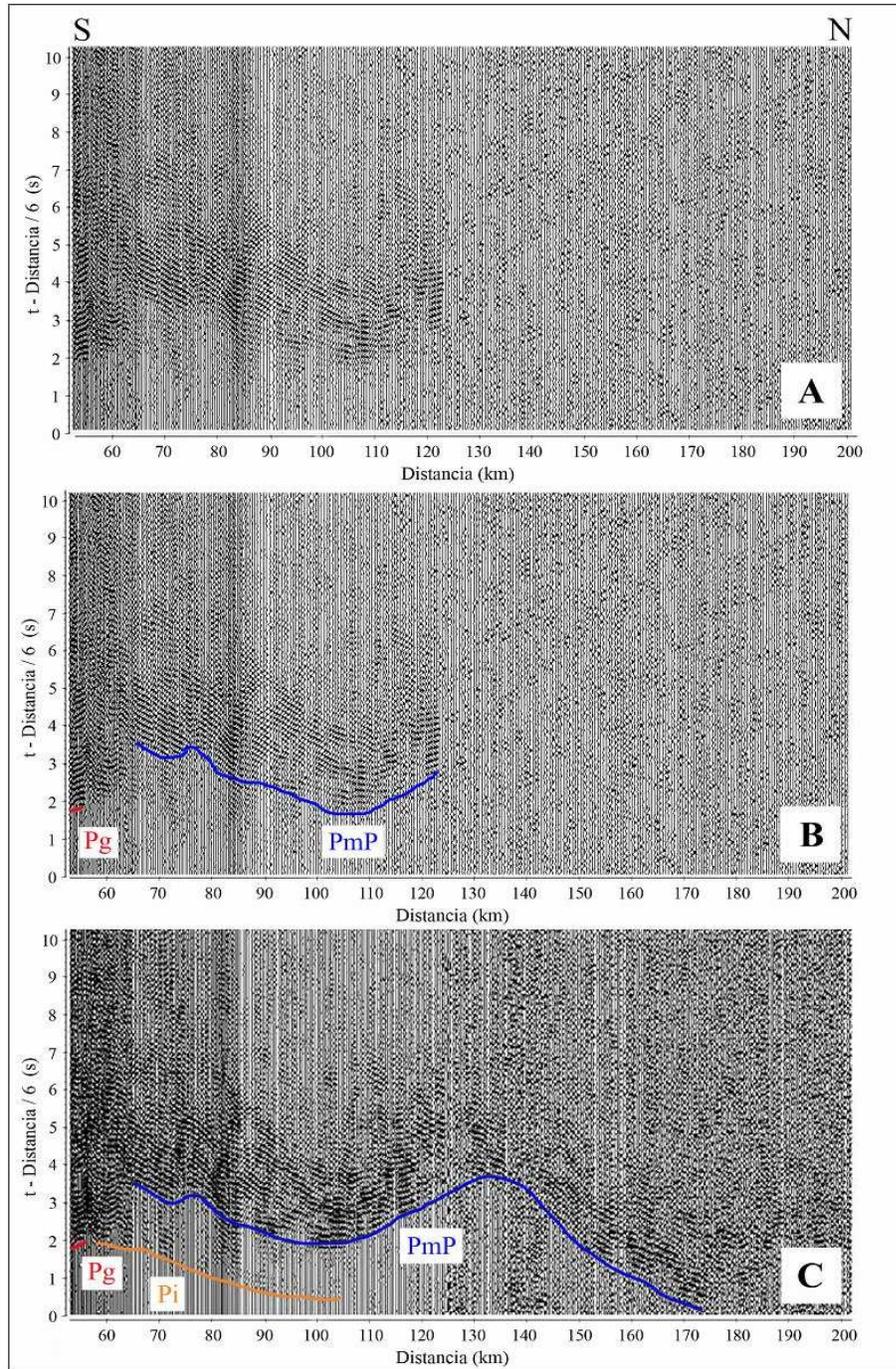


Figura 68. Sección sísmica BOL28CRUV (Carúpano). A) Sección no interpretada, B) Sección en la que se interpretan las fases Pg en color rojo y PmP en azul y C) Sección BOL28CRUV tomada de Yáñez (2005), en la que se observa completamente la fase PmP (azul).

Modelado de la línea BOL28:

El modelado de este perfil se realizó a partir de las interpretaciones de las secciones BOL28DK (Devil's Kiss) y BOL28CRUV (Carúpano), descritas anteriormente y cuya ubicación se muestra en la figura 69.

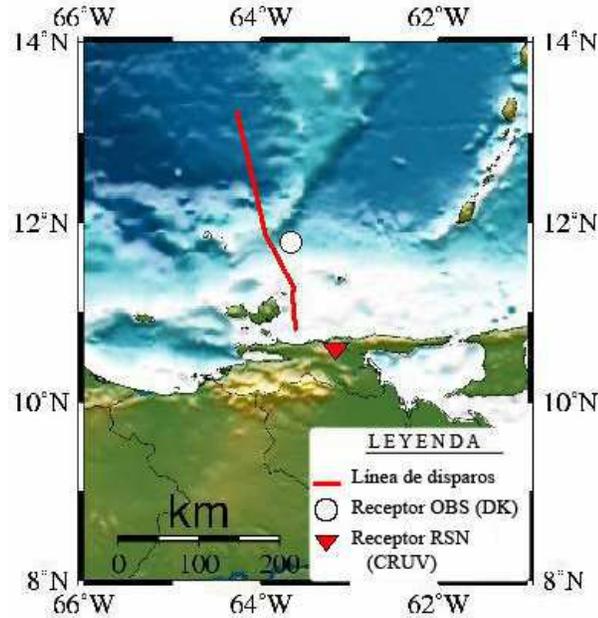


Figura 69. Ubicación de la línea de disparos BOL28, la estación receptora de la Red Sismológica Nacional Carúpano (CRUV) representada por el triángulo rojo y la estación receptora temporal Devil's Kiss (DK) representada por el círculo blanco.

El modelo consta de 6 capas (figura 71), la más superficial representa el agua del Mar Caribe, a la que se le atribuyó una velocidad de propagación de ondas acústicas igual a 1.5 km/s y su profundidad fue incorporada al modelo desde la base de datos batimétrica de Sandwell y Smith (1997), ver figura 70.

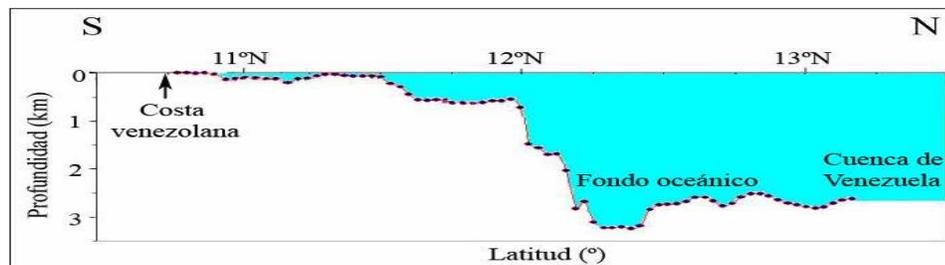


Figura 70. Batimetría del perfil 64°O (línea BOL28). El color azul representa el cuerpo de agua del Mar Caribe.

La segunda capa representa los sedimentos no consolidados de edad comprendida entre el Eoceno-Holoceno y posee una profundidad máxima de 7 km, aproximadamente.

La tercera capa representa sedimentos consolidados de margen pasivo (Jurásico-Cretácico) cuya profundidad mínima es de 4 km y una máxima de 9.3 km en la Cuenca La Blanquilla, entre los 0 km y 60 km respecto al punto de referencia (12° de latitud norte) (figura 71).

La cuarta capa representa la corteza superior (su tope es la interfase sedimentos-basamento), posee un espesor promedio de 8 km y una profundidad máxima de su base de 12 km, aproximadamente. La velocidad promedio con la que se propagan las ondas P en esta capa es 6.1 km/s. Ysaccis (1997) propuso que este basamento mesozoico está constituido por una alternancia de napas metamórficas y secuencias de margen pasivo, así como rocas volcánicas

La capa siguiente es la quinta, la cual representa a la corteza inferior, posee un espesor promedio de 18 km y la profundidad máxima en su base es 32 km. La velocidad promedio con la que se propagan las ondas tipo P en esta capa es 7 km/s. La región donde las ondas iluminaron a la interfase sedimentos-corteza se representa con líneas negras interrumpidas.

La sexta capa representa la parte más somera del manto superior y se le asignó un promedio de velocidad de propagación de ondas P de 8.2 km/s.

Además, la corteza (superior, inferior y sedimentos) es más gruesa hacia el sur (32 km) mientras es más delgada al norte (27 km); esto es válido sólo para los puntos iluminados por las reflexiones de las ondas en la discontinuidad de Mohorovicic (interfase corteza-manto).

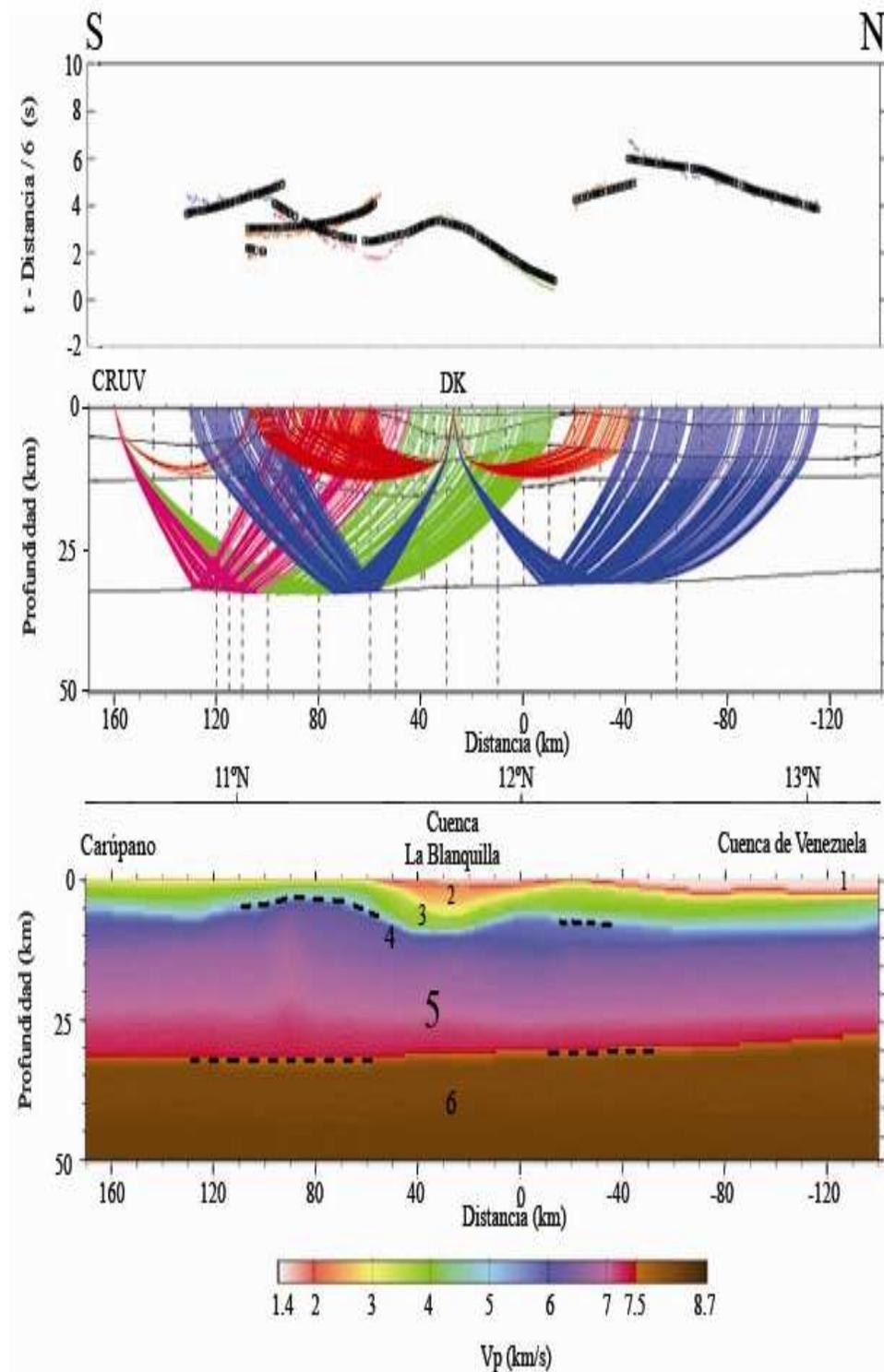


Figura 71. Perfil 64°O (línea BOL28). **Arriba:** Tiempos de viaje (observados: en color, calculados: en negro) de los rayos. **Medio:** Trayectoria de los rayos y modelo estructural de la corteza. **Abajo:** Modelo de velocidades de propagación de ondas P en la corteza.

El modelo propuesto por Yáñez (figura 72) y el generado en el presente trabajo (figura 72) poseen la misma configuración. Deben notarse las nuevas zonas donde existe control de las llegadas (representadas por líneas negras punteadas) al norte de los 12° de latitud norte, tanto en la interfase sedimentos-corteza como en la discontinuidad de Mohorovicic (interfase corteza-manto). Estas zonas de control se ajustan a la profundidad y velocidades previstas en el modelo anterior, de manera pues, que concuerdan entre sí.

En el modelo actual se logró una mejor resolución de las interfases. Se observan diferencias en cuanto a las velocidades obtenidas para la corteza superior, siendo ligeramente mayores en el modelo actual.

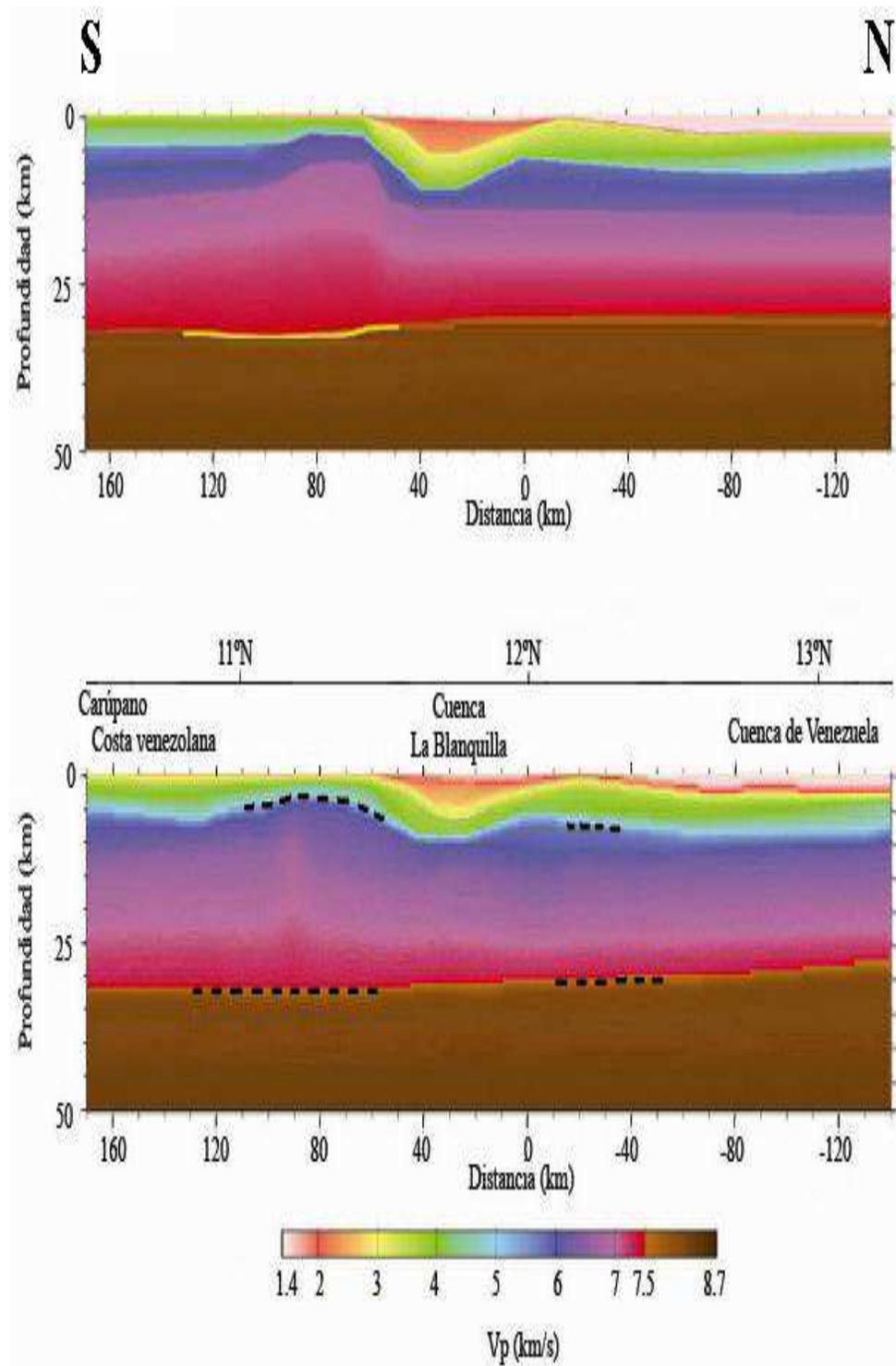


Figura 72. Comparación entre los modelos de velocidades de ondas P para el perfil marino 64° O. **Arriba:** Modelo de velocidades generado por Yáñez (2005). **Abajo:** Modelo generado durante el presente trabajo. (Los números del 1 al 6 representan las capas que lo conforman).

5.1.2 Secciones en tierra

La adquisición de los datos en tierra se realizó a partir de 2 perfiles de orientación N-S en las longitudes 64° O y 65° O. Con el perfil 64° O, se construyeron 2 secciones sísmicas, una a partir de la detonación efectuada en Jusepín y que fue registrada en los receptores desplegados a lo largo del perfil, y la otra mediante el disparo en Pericoco. Análogamente, lo mismo ocurrió para el perfil aproximado 65° de longitud oeste. De las 4 secciones correspondientes a los perfiles mencionados, sólo fue posible distinguir las llegadas de la fase SmS (onda S reflejada en el tope del manto superior) en una de ellas, vale mencionarla: perfil 65°O con el disparo realizado en Cantaura, estado Anzoátegui (ver ubicación en la figura 73).

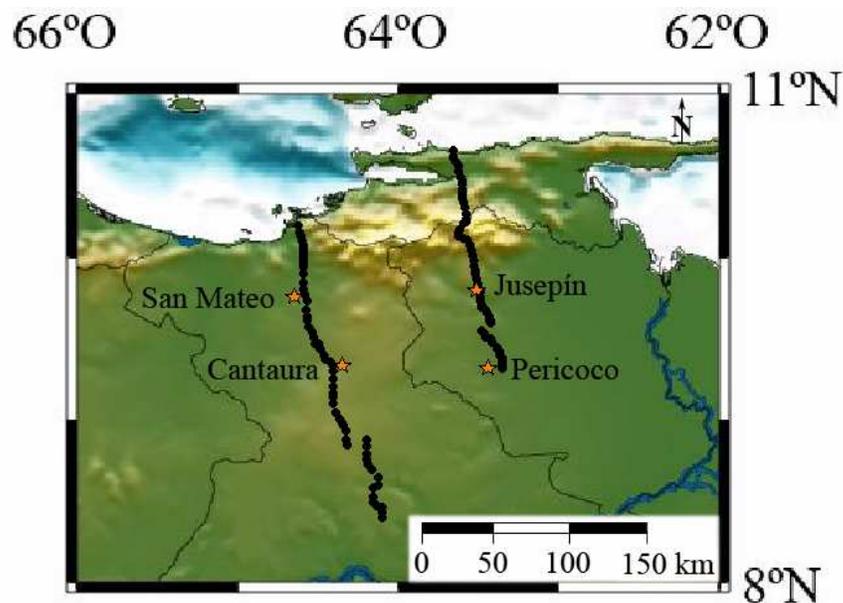


Figura 73. Mapa de ubicación de los perfiles 64°O y 65°O con sus respectivos disparos.

5.1.2.1. Perfil 65° O, disparo Cantaura

Para lograr una mejor visualización la sección sísmica correspondiente al perfil 65°O (disparo Cantaura) fue dividida en sus partes norte y sur. La parte sur se muestra en la figura 74, siendo definida la fase SmS (reflexión en la discontinuidad de Moho) desde una distancia de 90 a 105 km, y tiempos (reducidos) que varían entre 6.4 y 7.2 s. Esta fase tiene una velocidad aparente de 4.8 km/s, y a partir de sus tiempos de viaje se realizará el modelado bidimensional. Además, al norte se observan la fase Pg y sus múltiplos.

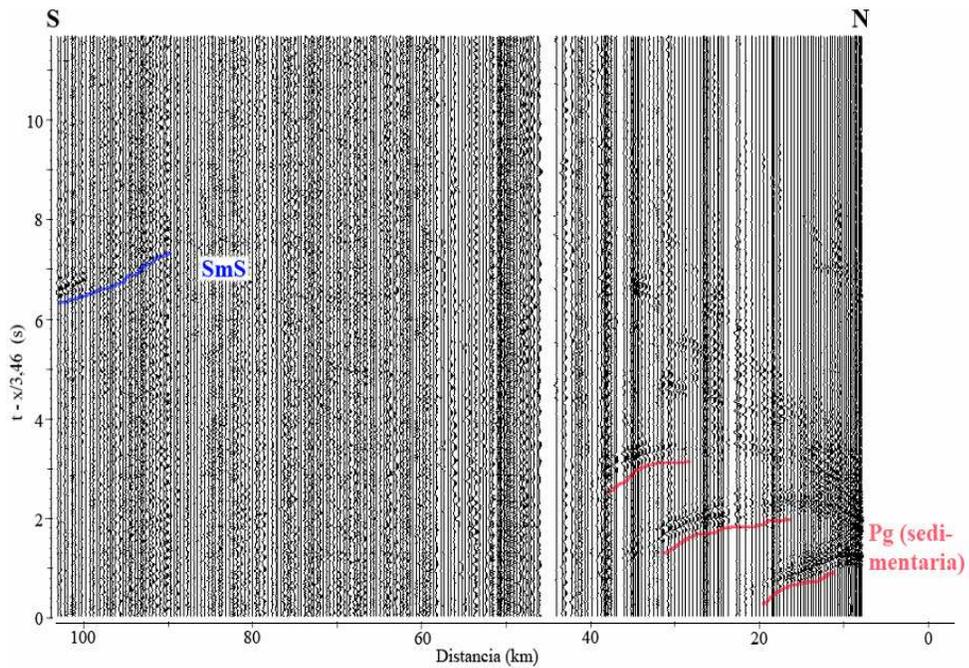


Figura 74. Sección Cantaura-sur (interpretada). Nótese (al sur) las llegadas correspondientes a la reflexión en la discontinuidad de Mohorovicic: SmS.

El fragmento norte de la sección Cantaura se muestra en la figura 75. En éste sólo se aprecia la fase Pg, la cual no es de interés para el análisis de ondas de corte.

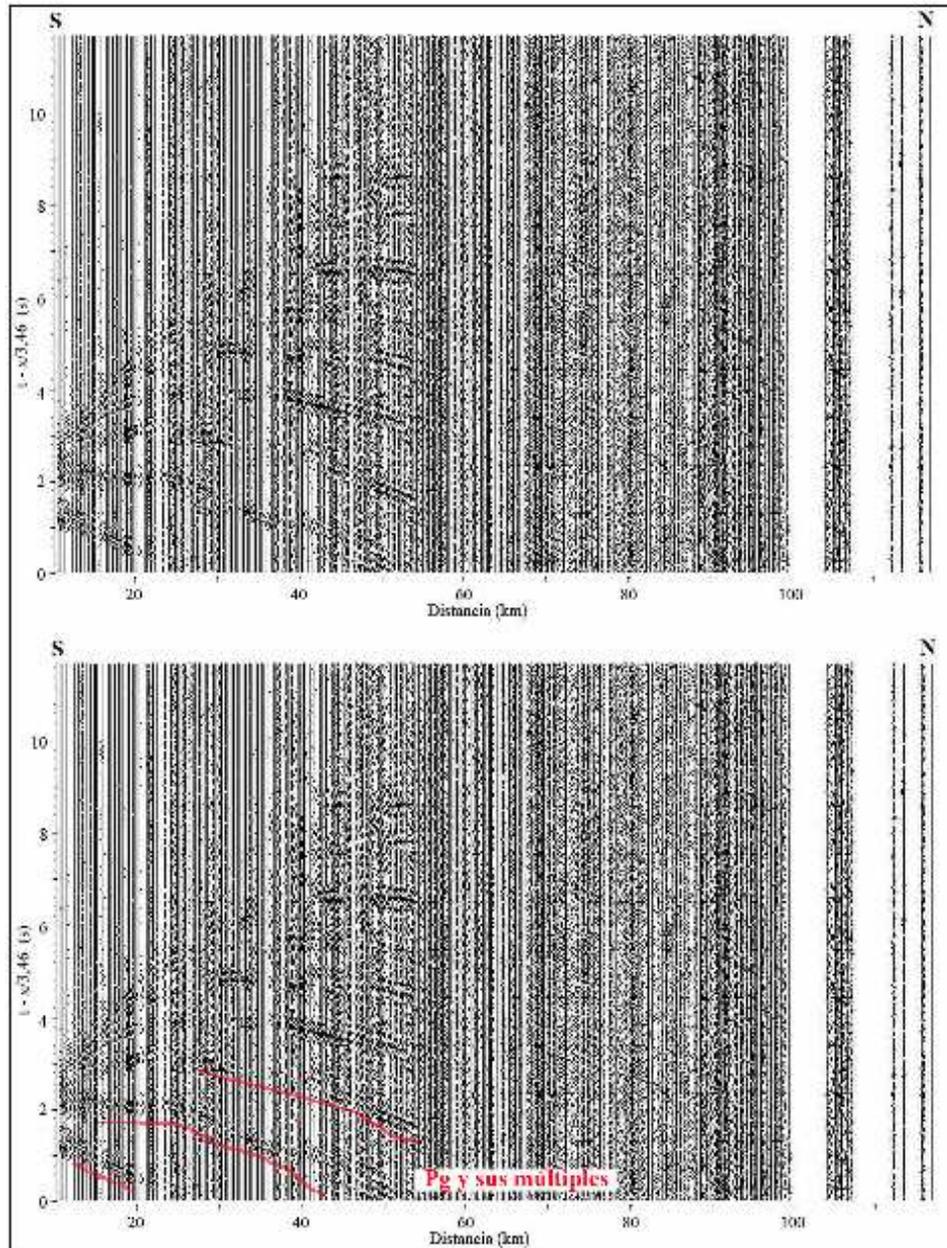


Figura 75. Sección Cantaura-norte. **Arriba:** sin interpretación. **Abajo:** interpretada.

Modelado del perfil 65° O, disparo en Cantaura

El modelo inicial es el mismo obtenido por Ávila (2005), reemplazando los valores de las velocidades de ondas P por ondas S. Para ello se utilizó la relación empírica:

$$V_s = V_p / \sqrt{3} \quad (\text{ec. 11})$$

Cabe destacar que no se hizo modificación alguna en cuanto a profundidad de las interfases ni de las velocidades luego de realizada la conversión de estas últimas, lográndose un buen ajuste entre los tiempos observados y los calculados (figura 76, arriba) por el programa trazador de rayos RAYINVR. Este hecho, ratifica el planteamiento realizado por Ávila (op. cit) en cuanto al modelado bidimensional del mismo perfil mediante ondas P:

El modelo está definido por 7 capas (figura 76, medio). La primera (la más somera) capa representa los sedimentos no consolidados de edad Oligoceno-Mioceno propios de la Cuenca Oriental (Blanco et al., 2000), cuyo valor promedio de velocidad de propagación de ondas de corte es 1.9 km/s y tiene un espesor máximo de 4 km, aproximadamente. La siguiente capa se asigna a sedimentos consolidados depositados durante la etapa de margen pasivo (Jurásico-Cretácico), posee una velocidad promedio de ondas S equivalente a 2.6 km/s y una profundidad máxima de 10 km.

El basamento cristalino corresponde a la tercera capa. Se le asignaron velocidades que varían desde los 3.2 y 3.6 km/s y la profundidad promedio de su base se encuentra a 20 km. La cuarta capa (corteza inferior) alcanza una profundidad de 35 km en la zona de control, esto es a unos 50 km al sur de Cantaura.

La quinta y sexta capa fueron atribuidas a material proveniente del proceso de colisión de las pacas Caribe-Suramérica. Aún se desconoce el mecanismo de emplazamiento de este material por debajo de la corteza. Entre

ambas el promedio de velocidad de ondas S es 4.2 km/s y tiene en conjunto un espesor promedio de 8 km (Ávila, 2005).

La séptima capa representa al manto. Fue modelado con una velocidad promedio de onda S estimada de 4.74 km/s. Aunque no existe control sísmico de ondas S para corroborar la profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic, si existe para ondas P (realizado por Ávila, 2005) y se estimó en 44 km (a unos 50 km al sur de Cantaura). Esto último se muestra en la figura 77.

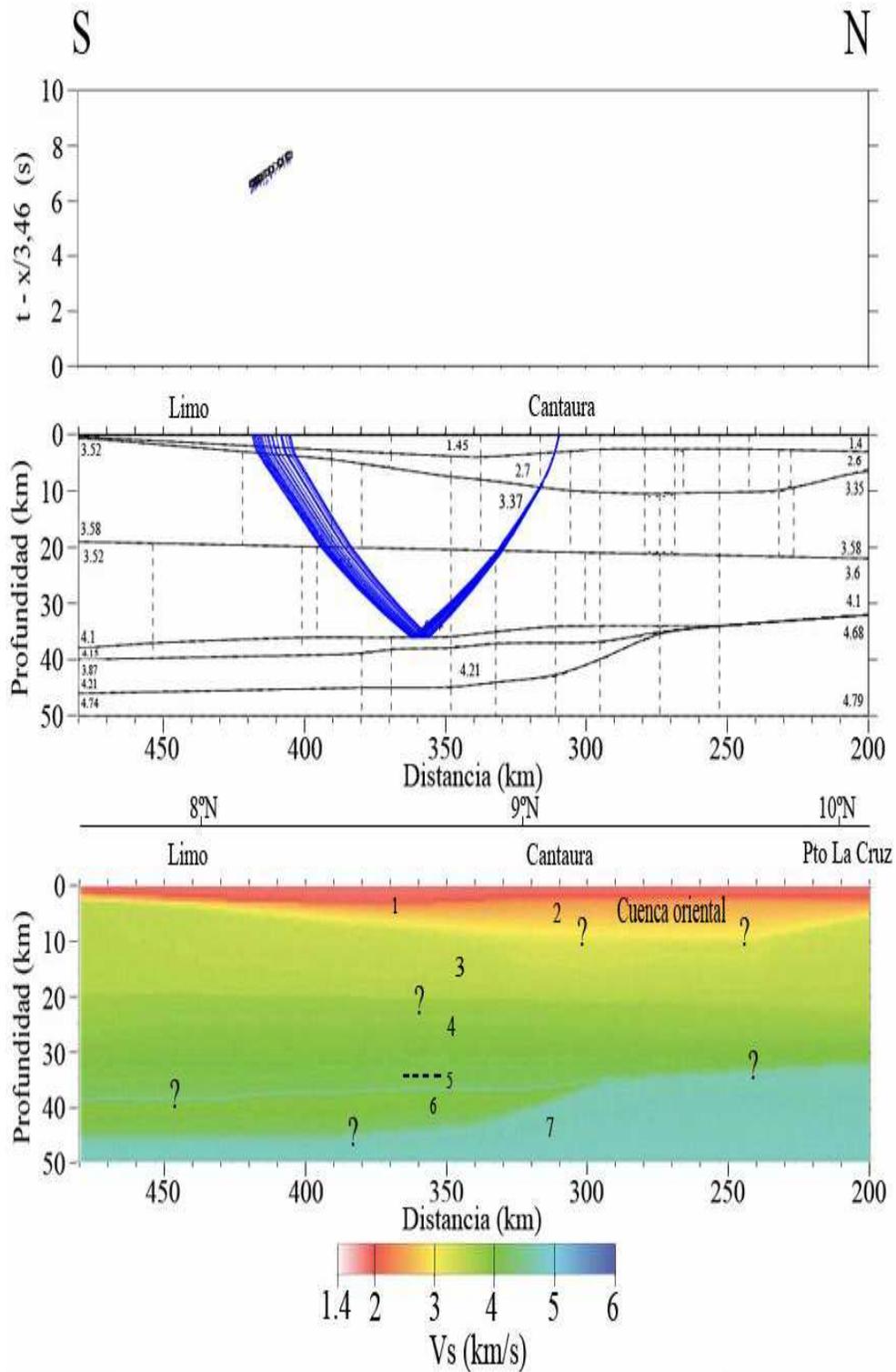


Figura 76. Perfil 65°O (línea Cantaura). **Arriba:** Tiempos de viaje (observados: en color, calculados: en negro) de los rayos ($V_{red}=3,46$ km/s). **Medio:** Trayectoria de los rayos (fase SmS: reflexión de onda S en el Moho) y modelo estructural de la corteza. **Abajo:** Modelo de velocidades de propagación de ondas S. Los signos de interrogación indican zonas sin control sísmico.

La comparación entre el modelo de la prolongación en tierra del perfil 65° O mediante ondas P y S se muestra en la figura 77.

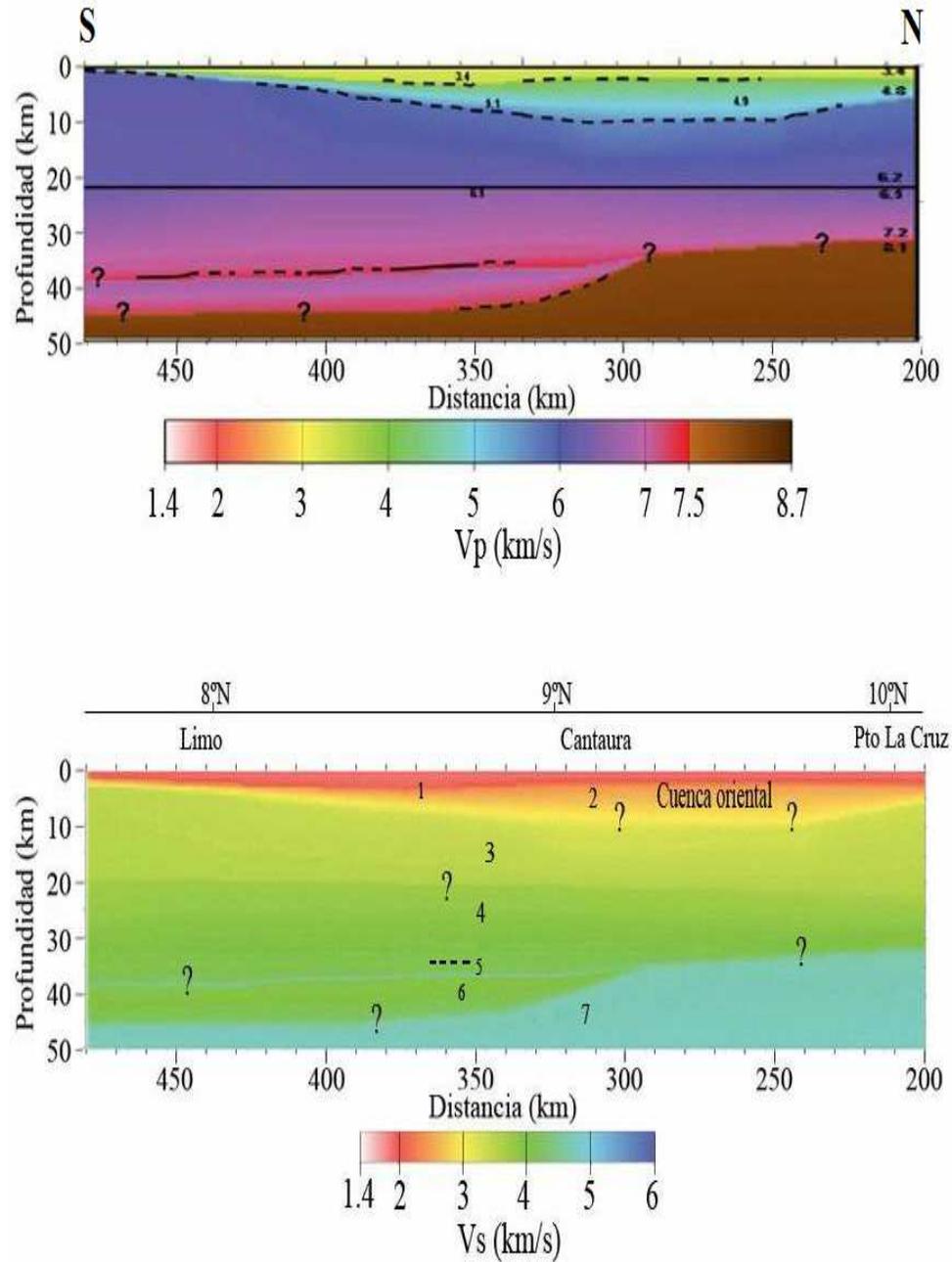


Figura 77. Comparación entre los modelos de velocidades de ondas P (arriba) y ondas S (debajo) para la prolongación en tierra del perfil N-S de longitud aproximada 65° O. El modelo de velocidades de ondas P fue tomado de Ávila (2005) mientras el modelo de velocidades de ondas S fue generado durante el presente trabajo.

5.2 Mapas de espesores corticales:

Los resultados de los trabajos anteriores (**COLM**, **ECOGUAY**, **ECCO**, **Mar y Tierra** y la primera fase del proyecto **GEODINOS-BOLIVAR**) fueron integrados para obtener el mapa preliminar de espesores corticales del norte de Venezuela (Schmitz et al., 2005) (figura 78). Entre las características más resaltantes se encuentran: el adelgazamiento cortical al noreste del estado Falcón, donde el espesor es menor a 30 km. Por el contrario, se observa un engrosamiento de la corteza (45 km, aproximadamente) en la Cuenca Oriental. El espesor de la corteza tiende a ser mayor al sur.

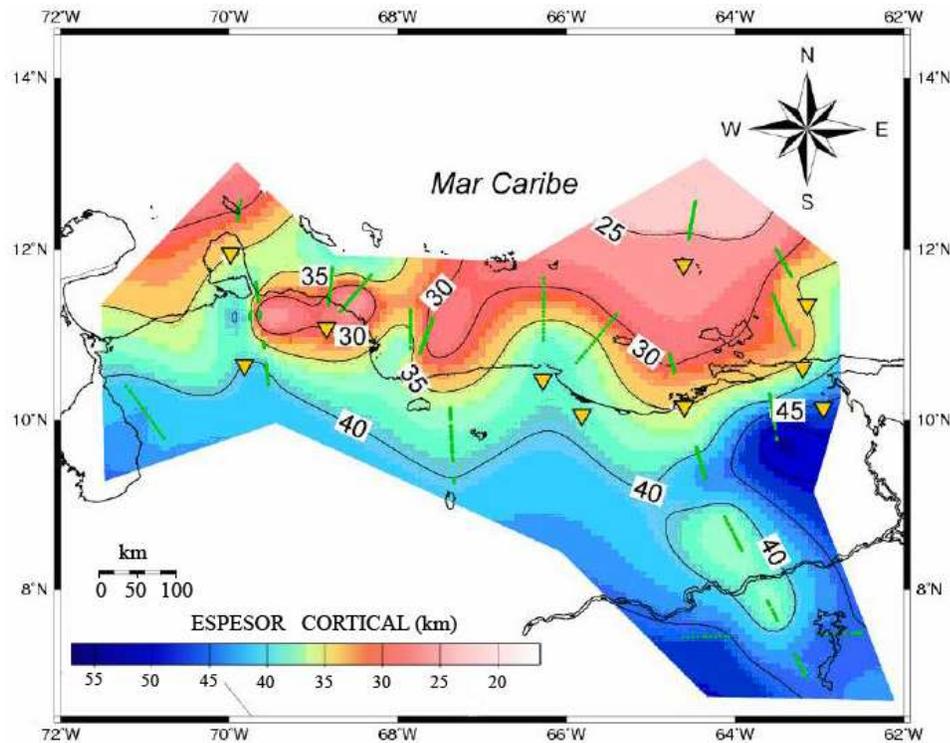


Figura 78. Mapa preliminar de espesores corticales del norte de Venezuela obtenido de estudios de refracción sísmica profunda. Las líneas verdes indican la porción de los perfiles que fueron modeladas con las reflexiones del Moho (Tomado de Schmitz et al, 2005).

Durante la realización del presente trabajo se obtuvieron resultados que fueron integrados junto con los de Masy (2007) y Ruiz (2007) para generar el mapa de espesores corticales actual (figura 79). En la mitad oeste del mapa se observa en los 2 mapas el adelgazamiento cortical al noreste del estado Falcón y con el mapa actual se logró definir el espesor cortical (40 km) en la zona al norte del mismo, es decir, el área alrededor de las islas de Curaçao y Bonaire. En la mitad este del área de estudio (entre los 65° O y 60° O) se logró definir el espesor cortical de la región al norte de la costa venezolana, gracias a los registros de las estaciones OBS desplegadas en el fondo del mar. Para esta zona, el espesor cortical en el mapa actual (figura 79) tiene un valor aproximado a 35 km, siendo notable un ligero adelgazamiento de la corteza (próximo a los 30 km) al oeste de la isla de Margarita que puede estar relacionado al cañón de Los Roques.

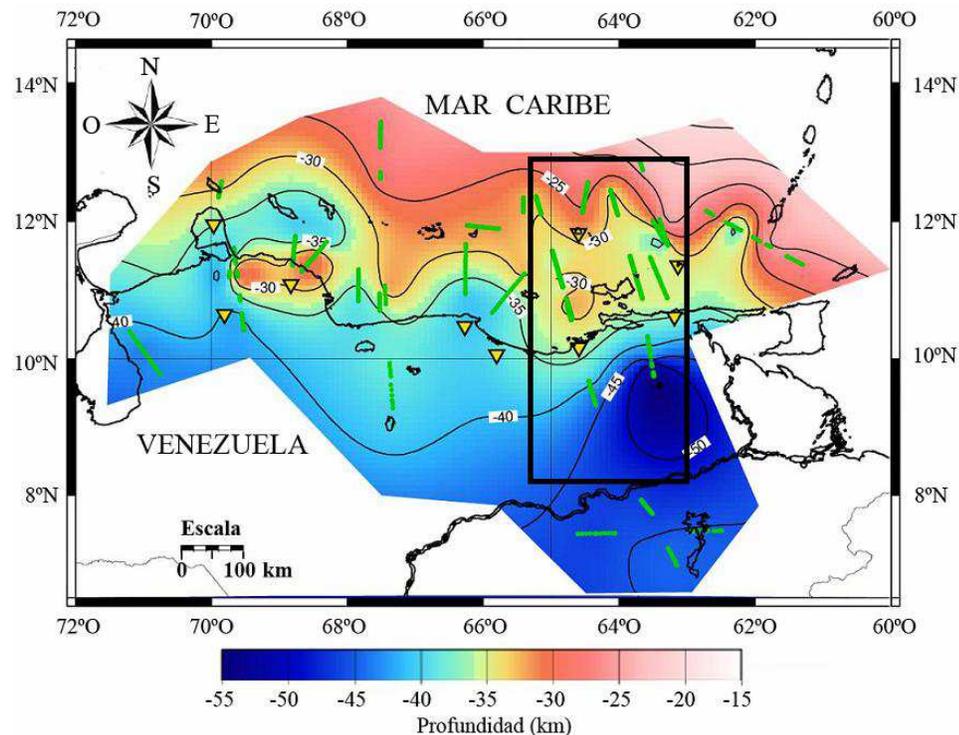


Figura 79. Mapa actual del espesor cortical del norte de Venezuela obtenido mediante estudios de sísmica de refracción profunda. Incluye los resultados de investigaciones relacionadas a los proyectos: COLM, ECOGUAY, MAR Y TIERRA, ECCO y GEODINOS-BOLIVAR. Nótese el recuadro negro que corresponde al área de estudio de esta investigación.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El presente trabajo permitió construir secciones sísmicas e identificar las llegadas correspondientes a las fases corticales en las secciones sísmicas, tanto las adquiridas en tierra como en el Mar Caribe. Además, se construyeron modelos corticales previamente generados, luego de introducir datos nuevos, provenientes de los registros en las estaciones OBS.

Estos modelos son una herramienta útil al momento de describir la distribución de velocidades (lateral y vertical), asociadas a los diferentes cuerpos involucrados, así como la profundidad del límite corteza-manto (discontinuidad de Mohorovicic) del área de estudio. Como se mencionó anteriormente, todos los modelos fueron generados a partir de modelos previamente establecidos por otros investigadores y presentan concordancia entre sí.

En las páginas siguientes se muestran las características principales de los modelos construidos, así como el mapa actualizado de espesores corticales del norte de Venezuela.

El modelado del perfil 64° O, en su parte marina, establece la presencia de 3 capas para la corteza. Un paquete de estratos sedimentarios con velocidades de ondas primarias que varían entre 2 y 5 km/s, que suprayace a la corteza superior (5.6-6.6 km/s) y la corteza inferior con velocidades en el rango de los 6.3 y 7.4 km/s. Los depósitos sedimentarios de mayor espesor se asocian a la Cuenca de La Blanquilla y al Cinturón de Deformación Surcaribeño, del orden de 10 km, aproximadamente. En la figura 80 se muestra tanto el modelo inicial realizado por Yáñez (2005) y el modelo derivado del presente trabajo.

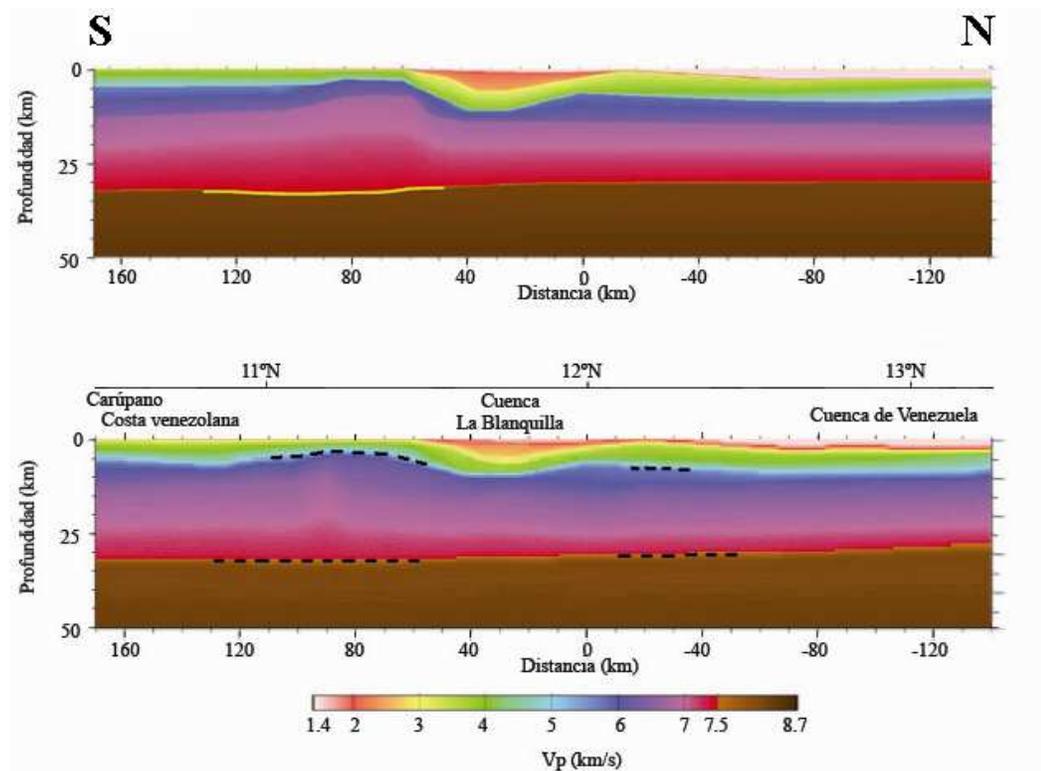


Figura 80. Comparación entre los modelos de velocidades de ondas P para el perfil marino 64° O. **Arriba:** Modelo de velocidades generado por Yáñez (2005). **Debajo:** Modelo generado durante el presente trabajo. Obsérvese las nuevas zonas con control sísmico (líneas punteadas).

Para el perfil 65° O (en tierra) se obtuvo un modelo de velocidades de ondas S que valida el modelo propuesto por Ávila en 2005 (figura 81). Esto es válido únicamente para la zona donde existe control sísmico, es decir, a una profundidad aproximada de 35 km.

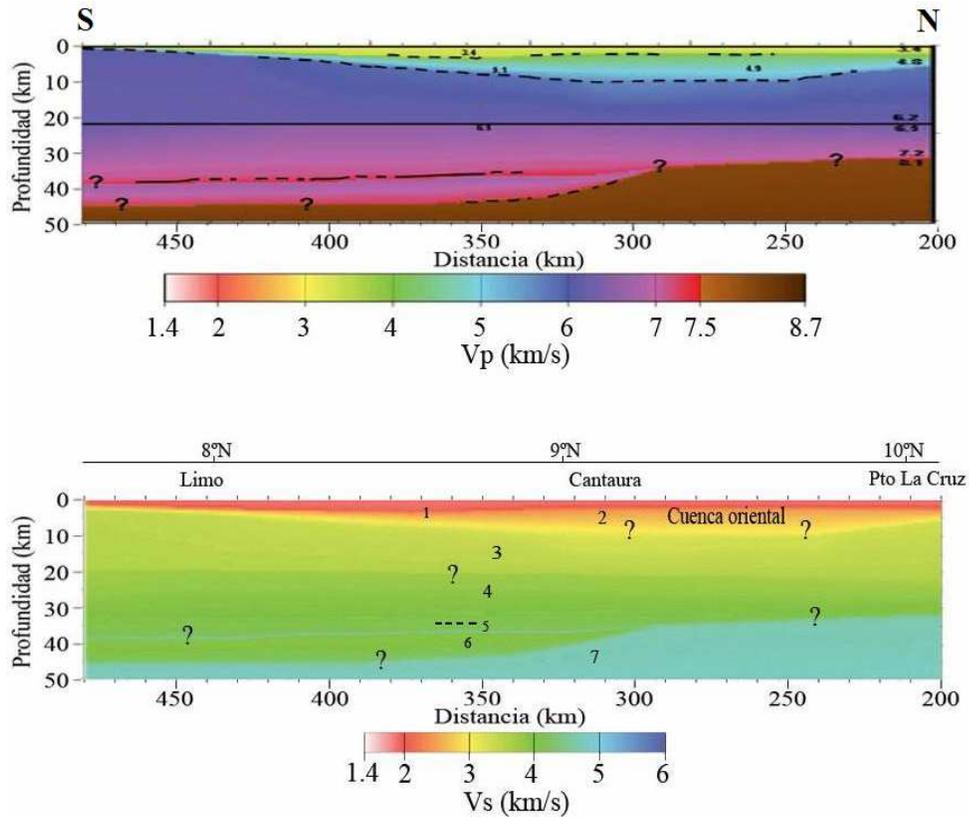


Figura 81. Comparación entre los modelos de velocidades de ondas P (arriba) y ondas S (debajo) para el perfil terrestre 65° O. El modelo de velocidades de ondas P fue tomado de Ávila (2005) mientras el modelo de velocidades de ondas S fue generado durante el presente trabajo.

Para el perfil 65° O (marino) se obtuvo un modelo de velocidades de ondas P que valida claramente el modelo propuesto por Ávila en 2005 (ver figura 82). El modelo de Ávila fue generado a partir del registro de las detonaciones de los cañones de aire en la estación banda ancha Puerto La Cruz (PCR), mientras el modelo más reciente también incluye el registro de la estación OBS Piña Colada, situada en el centro de la Fosa de Cariaco. Ambos están definidos por 6 capas. A continuación se describe la velocidad y el espesor promedio en cada una de ellas:

La primera capa corresponde a la masa de agua del Mar Caribe. Se le asignó una velocidad igual a 1.5 km/s y su espesor es variable (0-2.45 km). La segunda capa corresponde a los sedimentos no consolidados los cuales tienen una velocidad promedio de 3.20 km/s y una profundidad máxima de 7 km. La capa 3 se asocia a los sedimentos consolidados de margen pasivo, sus velocidades varían entre 3.3 y 5.8 km/s, y su mayor profundidad es 9 km en la Fosa de Cariaco. La siguiente capa corresponde al basamento cristalino o corteza superior, existiendo un cambio lateral de velocidad, siendo mayor hacia el norte (se distingue el cambio desde los 130 km, medidos desde el paralelo 12° de latitud norte). Este fenómeno puede atribuirse a la transición que ocurre cuando la corteza deja de ser de carácter continental y pasa a ser de carácter oceánico. El promedio de velocidad es 6.15 km/s. La capa 5 se relaciona a corteza inferior y posee velocidades en el rango de 6.8 km/s. La última capa modelada corresponde al manto superior, asignándosele un promedio estimado de velocidad igual a 8.2 km/s.

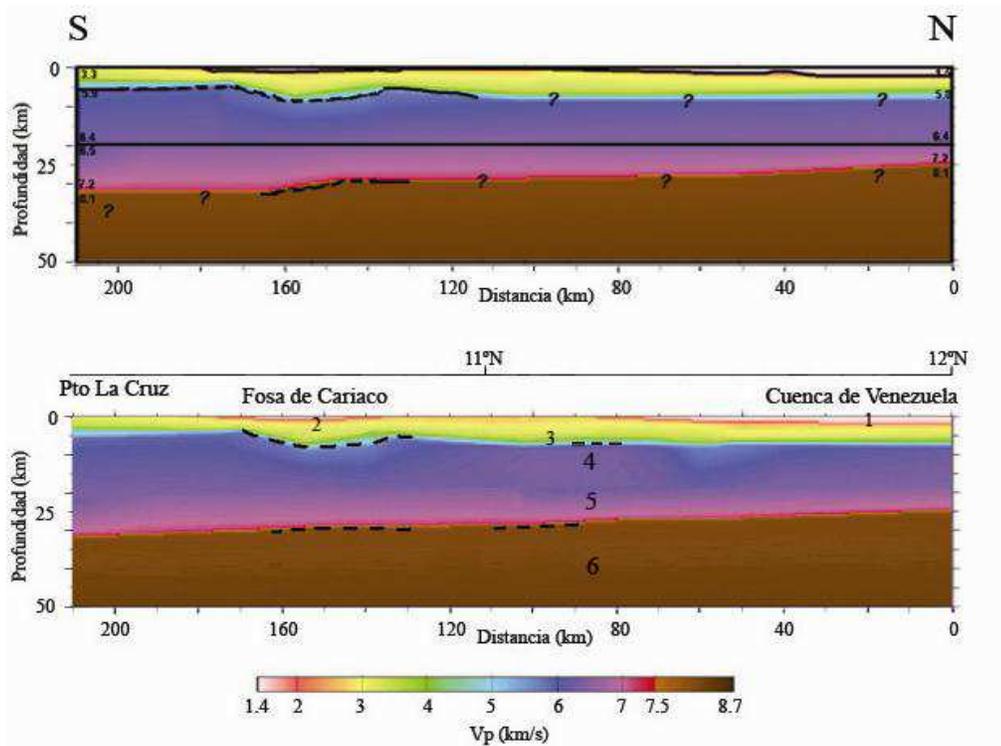


Figura 82. Comparación entre los modelos de velocidades de ondas P para el perfil marino 65° O. **Arriba:** Modelo de velocidades generado por Ávila (2005). **Abajo:** Modelo generado durante el presente trabajo.

Se actualizó el mapa de espesores corticales (figura 83) con los resultados recientes de 3 trabajos especiales de grado llevados a cabo de forma simultánea por: Masy (2007) mediante el perfil N-S de longitud aproximada 67° O, Ruiz (2007) mediante el perfil 62° O (Trinidad) y el presente trabajo.

En tal sentido, se obtuvo información para la zona más septentrional del perfil 67° O (alrededor de los 13° de latitud norte), la cual posee un espesor cortical promedio de 25 km. Bajo la costa del estado Aragua el espesor se aproxima a los 35 km, mientras al sur del perfil (bajo el estado Guárico) se aproxima a 38 km.

Para los perfiles 65° O y 64° O los valores de espesor cortical son similares: al norte se aproxima a los 25 km mientras en la costa de los estados Anzoátegui y Sucre, respectivamente, se aproxima a 35 km.

El perfil 62°O (conocido como el transecto “Trinidad”) muestra al oeste un espesor cortical de 20 km, aproximadamente. Se observa un engrosamiento en la dirección del arco de las Antillas menores, el cual está alrededor de 37 km cerca de la isla Granada. Hacia el extremo oriental el espesor disminuye, siendo cercano a 20 km.

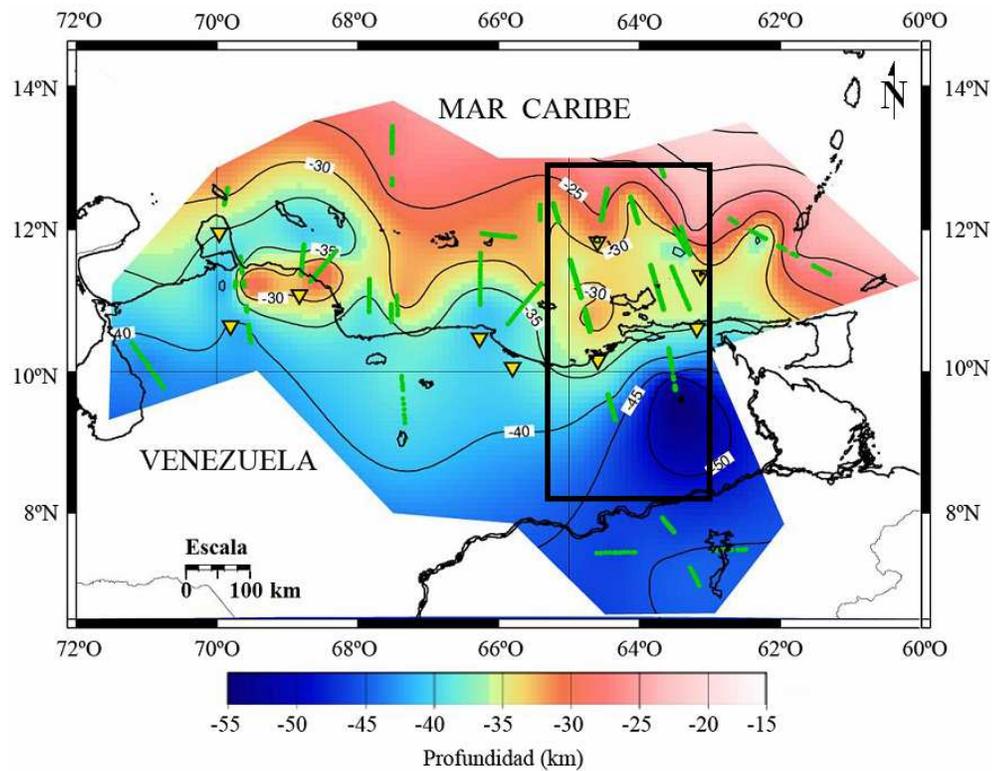


Figura 83. Mapa del espesor cortical de la zona de colisión entre las placas Caribe-Suramérica. Incluye los resultados de investigaciones relacionadas a los proyectos: **COLM, ECOGUAY, Mar y Tierra, ECCO y GEODINOS-BOLIVAR.** Nótese el recuadro negro que corresponde al área de estudio de la presente investigación.

Finalmente, se recomienda realizar el análisis de las estaciones receptoras que fueron ubicadas en la isla de Margarita, con el fin de realizar un modelo del

perfil 65° O con una mayor cantidad de información. Además, se recomienda revisar las secciones procesadas por el sismólogo Gail Christeson (actualmente en la Universidad de Texas), las cuales fueron enviadas a FUNVISIS recientemente.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

- Audemard, F., M. Machette, J. Cox, R. Dart y K. Haller (2000). **Map and database of quaternary faults in Venezuela and its offshore regions**. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Open-File report 00-018 (paper edition), 82 p.
- Ávila, J. (2005). **Modelado Bidimensional de la Corteza en la Zona de Colisión Caribe Suramericana, Región Oriental de Venezuela (Estado Anzoátegui)**. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Simón Bolívar, Caracas. pp. 130
- Bellizia, A., y G ,Dengo, (1990) **The Caribbean Mountain System, Northern South America, a summary**, Geological society of America, Vol. H, p. 167-175.
- Bezada, M. (2005). **Modelado Bidimensional de la Corteza en la Zona de Colisión Caribe Suramericana, Región Occidental de Venezuela (Estados Falcón y Lara)**. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Simón Bolívar, Caracas. pp 162.
- Blanco, B., C,Giraldo, y N, Chigné, (2000). **Marco Tectono-Estratigráfico de la parte norte de los estados Guárico y Anzoátegui: implicaciones para la evaluación petrolífera**. VII Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en las Cuencas Sub-Andinas. p 161-181. Caracas, Venezuela.
- Bormann, P. (Ed) (2002). **New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP)**. Vol.1. GeoForschungsZentrum, Potsdam, Alemania.
- Bosch, M., e I. Rodríguez, (1992). **North Venezuelan Collisional Crustal Block: The Boundary between the Caribbean and South American Plates.:** Journal of South American Earth Sciences, 6 (3): 133-143.

- Bouysse, P., y D. Westercamp, (1990). **Subduction of Atlantic aseismic ridges and Late Cenozoic evolution of the Lesser Antilles Island arc.** Tectonophysics, v. 175: 349-380.
- Byrne. D., G. Suarez, y W. McCann, (1985). **Muertos Trough subduction: microplate tectonics in the northern Caribbean?.** Letters to Nature. 317: 420-421
- Cerveny V., e I. Moloktov, (1977). **Ray Method in Seismology.** Charles University Press. Praga, República Checa.
- Chalbaud D., (2000). **Determinación del espesor cortical del Escudo de Guayana a partir de análisis de información sísmica de refracción.** Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Simón Bolívar, Caracas. pp 117.
- Di Croce, J. (1995). **Eastern Venezuelan Basin: sequence stratigraphy and structural evolution.** Ph. D. dissertation. Rice University, Houston, Texas. 225 p.
- Donnelly, T. (1994). **The Caribbean Sea Floor.** Caribbean Geology: an introduction. U.W.I. Publishers Association Kingston, p 41-64.
- Draper, G., T. Jackson, y S. Donovan, (1994). **Geologic Provinces of the Caribbean region,** Caribbean Geology an introduction: U.W.I. Publishers Association Kingston, p 3-12.
- Forel, D., T. Benz, y W. Pennington (2004). **Teaching reflection seismic processing.** AGU, p 50.
- Gajardo E., J. Nicolle, L. Castejón, C. Márquez y M. Urbáez, (1986). **Modelo de corteza en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo.** III Cong. Venezolano de Geofísica, Caracas, p. 102-111.

- Garland G. (1971). **Introduction to Geophysics – Mantle, Core and Crust**. W. B. Saunders Company press, Estados Unidos. p 420.
- Ghosh, N., S. Hall., J. Casey. (1984). **Seafloor spreading magnetic anomalies in the Venezuelan Basin**. Geological Society of America Memoir 162, p 65-80.
- Giese, P. (1976). **Models of Crustal structure and Main Wave Groups**. Explosion Seismology in Central Europe, Data and Results. Springer, Berlin, p.130-136.
- Giese, P.(1976b). **General Remarks on Travel Time Data and Principles of Correlation**. *En*: Giese P., Prodehl K., Stein S. (Eds.), Explosion Seismology in Central Europe. Data and Results. Springer, Berlin, p.196-200.
- Giese P, (1976c). **Depth calculation**. *En*: Giese, P., Prodehl, K., Stein S. (Eds.), Explosion Seismology in Central Europe, Data and Results. Springer, Berlin, p. 146-161.
- González De Juana C., J. Iturralde y X. Picard (1980). **Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas**. Tomos 1 y 2.
- Guédez R., (2003). **Estudio cortical en el área centro–norte y noroccidental de Venezuela a partir de datos de sísmica de refracción**. Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela. Inédito, Caracas. pp 123.
- Jácome. M., N. Kuszniir, F. Audemard, y S. Flint, (2003), **Formation of the Maturin Foreland Basin, eastern Venezuela: Thrust sheet loading or subduction dynamic topography**. *Tectonics*, 22 (5): 1046.
- Jansma, P., G. Mattioli, A. López, C. DeMets, T. Dixon, P. Mann. y E. Calais, (2000). **Neotectonics of Puerto Rico and the Virgin Islands, NE Caribbean, from GPS geodesy**. *Tectonics*, 19(6):1021-1037.

- Ladd, J., M. Truchan, M. Talwani, P. Stoffa, P. Buhl, R. Houtz, A. Mauffret y G. Westbrook (1984), **Seismic reflection profiles across the southern margin of the Caribbean**, The Caribbean South American Plate boundary and regional tectonics: Geological Society of America, Memoir 162, p 153-159.
- Laske G., Masters. G y Reif. C, (2002). **CRUST 2.0 A New Global Crustal Model at 2x2 Degrees.** [En red]. Disponible en: <http://mahi.ucsd.edu/Gabi/rem.dir/crust/crust2.html> [Consulta: 2006, Octubre]
- Levander, A., M. Schmitz, H. Avé Lallemand, C.A. Zelt., D. Sawyer, M. Magnani, P. Mann, G. Christeson, J. Wright, D. Pavlis, J. Pindell, (2006). **Evolution of the Southern Caribbean Plate Boundary.** EOS, 87 (9): 97, 100.
- Levander, A. (2004). **Preliminary Cruise Report. SE Caribbean Seismic Project. Active Source Experiment. R/V Maurice Ewing Cruise EW0404 18 April – 3 June 2004.** p. 78.
- Lowrie, W. (2000) **Fundamentals of Geophysics.** Cambridge University Press. Cambridge, Reino Unido, p.354.
- Masy, J. (2007). **Modelado Bidimensional de la corteza en la zona de colisión Caribe Sur América en las Antillas de Sotavento.** Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Simón Bolívar, Caracas. pp. 146.
- Martins, A. (2002). **Estructura cortical en la Cuenca Oriental con énfasis en la determinación del espesor de la capa de sedimentos.** Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Simón Bolívar, Caracas. pp 142.
- Meschede, M., y W. Frisch, (1998) **A plate tectonic model evolution for the Mesozoic and early Cenozoic history of the Caribbean Plate,** Tectonophysics 296: 269-291.

- Mooney W., G. Laske, y G. Masters (1998) **CRUST 5.1: A global crustal model at 5° x 5°**. *Journal of Geoph. Research.*, 103: 727-747.
- O'Neill D., Nance. A, Laughon. C, Stromme. S, (2004). **RDSEED 4.6: Read an FDSN SEED format volume**. Tomado de: www.iris.edu/manuals/rdseed.htm
- Orihuela, N. (1994). **Estructura cortical del Caribe Central; revisión de la sismicidad en los bordes oriental y occidental de la placa Caribe**. Trabajo de Ascenso. Inédito. Departamento de Geofísica. Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Ortega, F., L. Solari y C. Ortega, (2004). **Tectonostratigraphic analysis at the southern margin of the Maya Block: where is the limit?** GEOS, Vol. 24, No. 2. Instituto de Geología, UNAM, México.
- Pindell, J y J. Dewey, (1982). **Permo-Triassic reconstructions of western Pangea and the Gulf of Mexico/ Caribbean Region**. *Tectonics*, 1(2): 179-211
- Pindell, J., S. Cande, P. Walter, D. Rowley, J. Dewey, J. Labrecque, W. Haxby (1988), **A Plate Kinematic framework for models of Caribbean evolution**, *Tectonophysics*, 155: 121-138.
- Pindell, J. y S. Barrett, (1990). **Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective**, *Geological Society of America*, Vol. H, p. 405-432
- Pindell J. y L. Kennan, (2001) **Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean**. [En red]. Disponible en: <http://tectonicsanalysis.com/site/download/papercarib01.pdf> [Consulta: 2006, Noviembre 11]

- Rivas, J., J. Nicolle y E. Gajardo, (1988). **Sismogramas sintéticos del modelo de corteza terrestre de la Costa Oriental del Lago de Maracaibo**. IV Congreso Venezolano de Geofísica.
- Rodríguez, I. (1986). **La Cuenca Oriental de Venezuela: ¿Necesidad de imponer una carga adicional para producir la flexión observada de la litósfera?** Primeras Jornadas de Investigación e Ingeniería (p. 58-63), Caracas: Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela.
- Rodríguez, J., y J.C. Sousa, (2003). **Estudio geológico-estructural y geofísico de la sección cabo San Román-Barquisimeto, estados Falcón y Lara**. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela. Inédito, Caracas, Venezuela.
- Ross, M y C. Scotese, (1988). **A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean Region**, Tectonophysics, 155: 139-168.
- Ruiz, S., (2007). **Modelado bidimensional de la corteza en la zona de colisión entre las placas Caribe y Sur América, Región Nor-Oriental de Venezuela**. Trabajo Especial de Grado, Universidad Simón Bolívar. Inédito, Caracas, Venezuela. pp 90.
- Sánchez, J., (2004). **Reporte SE Caribbean Seismic Project. Sísmicidad Activa Barco R/V Maurice Ewing, Cruise EW0404 18 Abril – 3 Junio de 2004**. Reporte interno, FUNVISIS.
- Sandmeier, K.J. (2002) **ReflexW v 3.0: Program for processing and interpretation of reflection and transmission data**, Karlsruhe, Alemania.
- Schmitz M., D. Chalbaud, J. Castillo y C. Izarra, (2002). **The Crustal Structure of the Guayana Shield, Venezuela, from seismic refraction and gravity data**. Tectonophysics, 345 (1-4), 103-118.

Schmitz, M., A. Martins, C. Izarra, M.I. Jácome, J. Sánchez y V. Rocabado. (2005). **The major features of the crustal structure in north-eastern Venezuela from deep wide-angle seismic observations and gravity modelling.** *Tectonophysics*, 345 (1-4): 103-118.

Schmitz, M., R. Aguilar, R. Alezones, L. Alvarado, J. Arismendi, Fr. Audemard, M. Bezada, M. Bueno, V. Cano, R. De Marco, G. Díaz, G. Gil, C. Izarra, M. Jácome, N. Nevado, R. Ollarves, N. Orihuela, H. Rendón, V. Rocabado, I. Rodríguez, J. Sánchez, W. Torres, F. Urbani, R. Vásquez, y el grupo de trabajo BOLIVAR, (2005). **Informe de avance del primer año del Grupo de Investigación: Geodinámica Reciente del Límite Norte de la Placa Sudamericana – GEODINOS (Estudio de la Litósfera mediante métodos Geofísicos y Geológicos)** (FONACIT G-2002000478). FUNVISIS, FUN-017-2005, inédito, 290 p.

Schubert, C., (1984). **Los terremotos en Venezuela y su origen**, Editorial Cuadernos Lagoven, 72 p.

Smith, W y D. Sandwell (1997). **Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings**, *Science*, 277: 1957-1962.

Storchak, D., R. D. Adams, P. Bormann, R.E. Engdahl, J. Havskov, B. Kennett, y J. Schweitzer, (2003). **The IASPEI Standard Seismic Phase List.** The IASPEI Working Group on Phase Names. *Seismological Research Letters*, N°74, 761-772.

Vásquez, R., (2004). **Evaluación de Trabajo de Campo.** Reporte Interno FUNVISIS. pp 4.

Vieira, E (2005). **Modelado Bidimensional de la Corteza en la Zona de Colisión Caribe Suramericana, Región Central de Venezuela (Estados Aragua y**

- Guárico**). Trabajo Especial de Grado. Universidad Simón Bolívar, inédito, Sartenejas Caracas, Venezuela. pp. 125.
- WEC-Venezuela (1997). Geología de Venezuela. [En red]. Disponible en: http://www.gc.usb.ve/GeoPetroleo/WEC_VENEZUELA_97/SPANISH.PDF. [Consulta: 2006, noviembre].
- Yáñez, M. (2005). **Modelado Bidimensional de la Corteza en la Zona de Colisión Caribe Suramericana, Región nororiental de Venezuela (Estados Sucre y Monagas)**. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Universidad Central de Venezuela, inédito, Caracas, Venezuela. pp 114.
- Yilmaz, O., (1990). **Seismic Data Processing: Investigations in Geophysics**. vol. 2, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Estados Unidos de América. pp 526.
- Ysaccis, R., (1997). **Tertiary evolution of the northeastern Venezuela offshore**, Ph. D. Thesis, Rice University Houston, Texas, USA. pp 285.
- Zelt C. A. y R. Ellis. (1988). **Practical and efficient ray-tracing in two-dimensional media for rapid travel-time and amplitude forward modelling**. Canadian Journal of Exploration Geophysics. 24 (1): 16-31.
- Zelt C., y R. Smith., (1992). **Seismic travel-time inversion for 2-D crustal velocity structure**, Geophysical Journal International, 108, p. 16-34.

APÈNDICES

[Apèndice 1]

```
<< IRIS SEED Reader, Release 4.6 >>
Input File (/dev/nrst0) or 'Quit' to Exit: orcv
Output File (stdout)      :
Volume # [(1)-N]         :
Options [acCsSpRtde]     : d
Summary file (None)      :
Station List (ALL)       :
Channel List (ALL)       : HHZ
Network List (ALL)       :
Loc Ids (ALL ["--" for spaces]) :
Output Format [(1=SAC), 2=AH, 3=CSS, 4=mini seed, 5=seed, 6=sac ascii, 7=SEGY] :
6
Check Reversal [(0=No), 1=Dip.Azimuth, 2=Gain, 3=Both]: 0
Select Data Type [(E=Everything), D=Data of Undetermined State, R=Raw waveform D
ata, Q=QC'd data] :E
Start Time(s) YYYY,DDD,HH:MM:SS.FFFF : 2004,134,7:43:00.0000
End Time(s)   YYYY,DDD,HH:MM:SS.FFFF : 2004,135,22:2:22.022
Sample Buffer Length [2000000]:
Extract Responses [Y/(N)]      : N
```

Figura A-1. Pantalla del visor RDSEED, mediante el cual se realizó la conversión de los datos de formato SEED a formato SAC_ASCII de la línea BOL19ORCV.

Parámetros de lectura de los archivos registrados en los OBS mediante el lector HAndlingMiniseed (HAM):

```
HAM -i input_file -o output_file -f PITSA_ASCII -b yyyy,jjj,hh:mm:ss,0000
-e yyyy,jjj,hh:mm:ss,0000 -l 4096 -y noop
```

Programa para transformar de formato SAC_ASCII a PITSA_ASCII, en Python 2.5 (Masy, 2007):

```
archivo = open('./2004.134.07.43.00.0000.VE.ORCV..HHZ.D.SAC_ASC', 'r')
archivodst = open('./datos.respuesta.txt', 'w')
```

```
for linea in archivo:
    linea1 = linea.split()
```

```
    for elem in linea1:
        archivodst.write(elem.rjust(15) + "\n")
```

```
archivodst.close()
print "listo"
```

Guión de ejecución “scriptinicial” en Seismic UNIX (sistema operativo LINUX) utilizada para realizar el pre-procesamiento de las secciones sísmicas:

```
#Conversion de formato ascii a formato su
a2b < sec_BOL28B_dk.txt n1=5462 > BOL28B_dk.bin      #ascii a binario
transp < BOL28B_dk.bin n1=5462 > BOL28B_dk.transp    #bin a transp
suaddhead<BOL28B_dk.transp ns=1875|sushw key=dt a=32000>BOL28B_dk.su
sushw<BOL28B_dk.su      key=cdp      a=1      c=1      j=2      |      sustack
key=cdp>BOL28B_dk_ap.su
```

```
#incorporacion de la geometria
#a2b < offsetBOL28BdkSTACK10.txt n1=1>offsetBOL28BdkSTACK10.bin
#sushw < stack5.su      infile=offsetBOL28BdkSTACK10.bin key=offset >
geom3_BOL28BdkSTACK10.su.edit
#suxwigb <geom3_BOL28BdkSTACK10.su.edit xbox=420 ybox=10 \
        wbox=400 hbox=600 \
        label11="Traveltime [s]" \
        label12="Offset[m]" \
        title="BOL28B-dk" \
        verbose=0 perc=96 key=offset &
```

Guión de ejecución “flowpror” en Seismic UNIX (sistema operativo LINUX) utilizada para realizar el procesamiento de las secciones sísmicas (Rada, 2007. Modificada de Forel et al., 2004)

```
#!/bin/sh
echo "Filter Test"
indata=BOL20_PC_ap.su
rm -f tmp*
#-----
# Muestra el espectro de amplitud original
#-----
sufft <$indata | suamp mode=amp >tmp0

suxgraph <tmp0 style="normal" label11="Tiempo" label12="Amplitud" \
        title="Espectro de Amplitud" &
#-----
# Filtro paso-alto
#-----
```

```

ok=false
while [ $ok = false ]
do
  rm -f tmp0
  if [ $selection ]
  then
    echo "Filter Tests"
    echo "Press A to add another filter"
    echo "Press S to start over"
    >/dev/tty
    read choice1
    case $choice1 in
      [sS]) cp $indata tmp0
             echo "-> Using original data";;
      [aA]) cp tmp1 tmp0
             echo "-> Using modified data";;
      esac
    else
      cp $indata tmp0
    fi
    echo "Seleccione el tipo de filtro:"
    echo " Presione H para filtro pasoalto:"
    >/dev/tty
    read choice2
    case $choice2 in
      [hH]) echo "Seleccione los vertices del filtro f:"
             >/dev/tty
             read f
             echo " -> highpass filter $f"
             sufilter <tmp0 f=$f amps=0.,0.,1.,1. >tmp1;;
      esac
#-----
# Plot the filtered data...
#-----
suxwigb <tmp1 xbox=420 ybox=10 \
        wbox=400 hbox=600 \
        label11="Travelttime [s]" \
        label12="Offset[m]" \
        title="HP Filtered Data" \
        verbose=0 perc=96 key=tracl &
sufft <tmp1 dt=32000 | suamp mode=amp >tmp2
suxgraph <tmp2 style="normal" labe11="Travelttime" label12="Amplitude" \
        title="Esp Ampl filtrHP" &
#-----
# Go back or continue...
#-----
echo "Press 1 for more filtering"
echo "Press 2 to continue with another step processing"

```

```

>/dev/tty
read selection
case $selection in
  1) clear
      ok=false;;
  2) pause
      ok=true;;
esac
done
cp tmp1 outdata
echo " outdata = filterH$f.su"
cp tmp1 filterHP$f.su
rm -f tmp*
#-----
# Ganancia
#-----
echo "Gain Test"
indata2=outdata
rm -f tmp*
#-----
# Amplitude Correction
#-----
ok=false
while [ $ok = false ]
do
  rm -f tmp0
  if [ $selection2 ]
  then
    echo "Gain Tests"
    echo "Press A to add another gain correction"
    echo "Press S to start over"
    >/dev/tty
    read choice3
    case $choice3 in
      [sS]) cp $indata2 tmp0
              echo "-> Using original data";;
      [aA]) cp tmp1 tmp0
              echo "-> Using modified data";;
    esac
  else
    cp $indata2 tmp0
  fi
  echo "Select a Gain Correction Method:"
  echo " Press T to multiplie data by a t^tpow"
  echo " Press E to multiplie data by a exp(epow*t)"
  echo " Press A for automatic gain correction"
  echo " Press C to clip data"
  echo " Press S to scale data"

```

```

echo " Press B to balance data by 1/rms"
>/dev/tty
read choice4
case $choice4 in
[tT]) echo "Select exponent tpow:"
      >/dev/tty
      read tpow
      echo " -> Gain function is: A'=A*t^$tpow"
      sugain <tmp0 tpow=$tpow >tmp1;;
[eE]) echo "Select exponent epow:"
      >/dev/tty
      read epow
      echo " -> Gain function is: A'=A*et*$epow)"
      sugain <tmp0 epow=$epow >tmp1;;
[aA]) echo "Select window length in [s]:"
      >/dev/tty
      read wagg
      echo " -> AGC, windowlength=$wagg s"
      sugain <tmp0 agc=1 wagg=$wagg>tmp1;;
[cC]) echo " Select cilp between 0 and 1:"
      >/dev/tty
      read qclip
      echo " -> Clipping by $qclip"
      sugain <tmp0 qclip=$qclip >tmp1;;
[sS]) echo " Select a overall scale factor"
      >/dev/tty
      read scale
      echo " -> Scaling with factor $scale"
      sugain <tmp0 scale=$scale >tmp1;;
[bB]) echo " Balancing by dividing by rms values"
      sugain <tmp0 pbal=1 >tmp1;;
esac
#-----
# Plot the gained data...
#-----
suxwigb <tmp1 xbox=420 ybox=10 \
        wbox=400 hbox=600 \
        label11="Traveltime [s]" \
        label12="Offset[m]" \
        title="Gain applied" \
        verbose=0 perc=96 key=tracl &
#-----
# Go back or exit...
#-----
echo "Press 1 for more Amplitude corrections"
echo "Press 2 to continue with another step processing"
>/dev/tty
read selection2

```

```

case $selection2 in
  1) clear
     ok=false;;
  2) pause
     ok=true;;
esac
done
cp tmp1 outdata2
echo " outdata2 = gained.su"
cp tmp1 gained.su
rm -f tmp*
#-----
# BP Filter Application
#-----
echo "Filtro Pasa Banda"
indata3=outdata2
rm -f tmp*
#-----
ok=false
while [ $ok = false ]
do
  rm -f tmp0
  if [ $selection3 ]
  then
    echo "Filter Tests"
    echo "Press A to add another filter"
    echo "Press S to start over"
    >/dev/tty
    read choice5
    case $choice5 in
      [sS]) cp $indata3 tmp0
             echo "-> Using original data";;
      [aA]) cp tmp1 tmp0
             echo "-> Using modified data";;
    esac
  else
    cp $indata3 tmp0
  fi
  echo "Select a Filter type:"
  echo " Press B for a Bandpass filter:"
  >/dev/tty
  read choice6
  case $choice6 in
    [bB]) echo "Select the frequency bounds f:"
           >/dev/tty
           read f
           echo " -> Bandpass filter $f"
           sufilter <tmp0 f=$f amps=0.,1.,1.,0. >tmp1;;
  esac
done

```

```

                esac
#-----
# Plot the filtered data...
#-----
suxwigb <tmp1 xbox=420 ybox=10 \
        wbox=400 hbox=600 \
        label11="Traveltime [s]" \
        label12="Offset[m]" \
        title="Filtered Data by Pass-Band" \
        verbose=0 perc=96 key=tracl &
sufft <tmp1 dt=32000 | suamp mode=amp >tmp2
suxgraph <tmp2 style="normal" label11="Traveltime" label12="Amplitude" \
        title="Amplitude Spectrum Filtered" &
#-----
# Go back or continue...
#-----
echo "Press 1 for more filtering"
echo "Press 2 to continue with another step processing"
>/dev/tty
read selection3
case $selection3 in
    1) clear
        ok=false;;
    2) pause
        ok=true;;
esac
done
cp tmp1 outdata3
echo " outdata3 = filterPB$f.su"
cp tmp1 filterPB$f.su
rm -f tmp*
#-----
Stacking
#-----
echo "Stacking Test"
indata4=outdata3
rm -f tmp*
#-----
# Stack Application
#-----
ok=false
while [ $ok = false ]
do
    rm -f tmp0
    if [ $selection4 ]
    then
        echo "Stacking Tests"
        echo "Press A to add another Stacking"

```

```

echo "Press S to start over"
>/dev/tty
read choice7
case $choice7 in
  [sS]) cp $indata4 tmp0
        echo "-> Using original data";;
  [aA]) cp tmp1 tmp0
        echo "-> Using modified data";;
esac
else
  cp $indata4 tmp0
fi
echo "Select The Stack parameters:"
echo "Select the value(s) on the firts trace a:"
  >/dev/tty
  read a
echo "Select the group increment(s) c:"
  >/dev/tty
  read c
echo "Select the number of elementes in group j:"
  >/dev/tty
  read j
  echo " -> Stack $j"
  sushw <tmp0 key=cdp a=$a c=$c j=$j | sustack key=cdp >tmp1
#-----
# Plot the stacked data...
#-----

suxwigb <tmp1 xbox=420 ybox=10 \
        wbox=400 hbox=600 \
        label11="Traveltime [s]" \
        label12="Offset[m]" \
        title="Stack applied" \
        verbose=0 perc=96 key=tracl &
#-----
# Go back or exit...
#-----
echo "Press 1 for more staking"
echo "Press 2 to exit"
>/dev/tty
read selection4
case $selection4 in
  1) clear
      ok=false;;
  2) pause
      ok=true;;
esac
done

```

```

echo " outdata4 = stack$j.su"
cp tmp1 stack$j.su
rm -f tmp*
exit

```

Guión de ejecución “*flowpro*” en Seismic UNIX (sistema operativo LINUX) utilizada para realizar el procesamiento de las secciones sísmicas (Forel et al, 2004)

```

#!/bin/sh
echo "Filter Test"
indata=BOL20.su
rm -f tmp*
#-----
# Show the original Amplitud Spectrum
#-----
sufft <$indata | suamp mode=amp >tmp0
suxgraph <tmp0 style="normal" label1="Traveltime" label12="Amplitude" \
        title="Amplitude Spectrum" &
#-----
# Filter Aplication
#-----
ok=false
while [ $ok = false ]
do
  rm -f tmp0
  if [ $selection ]
  then
    echo "Filter Tests"
    echo "Press A to add another filter"
    echo "Press S to start over"
    >/dev/tty
    read choice1
    case $choice1 in
      [sS]) cp $indata tmp0
             echo "-> Using original data";;
      [aA]) cp tmp1 tmp0
             echo "-> Using modified data";;
    esac
  else
    cp $indata tmp0
  fi
done

```

```

fi
echo "Select a Filter type:"
echo " Press B for a Bandpass filter:"
echo " Press H for a Highpass filter:"
echo " Press L for a Lowpass filter:"
>/dev/tty
read choice2
case $choice2 in
  [bB]) echo "Select the frequency bounds f:"
        >/dev/tty
        read f
        echo " -> Bandpass filter $f"
        sufilter <tmp0 f=$f amps=0.,1.,1.,0. >tmp1;;
  [hH]) echo "Select the frequency bounds f:"
        >/dev/tty
        read f
        echo " -> highpass filter $f"
        sufilter <tmp0 f=$f amps=0.,0.,1.,1. >tmp1;;
  [lL]) echo "Select the frequency bounds f:"
        >/dev/tty
        read tpow
        echo " -> lowpass filter $f"
        sufilter <tmp0 f=$f amps=1.,1.,0.,0. >tmp1;;
esac
#-----
# Plot the filtered data...
#-----
suxwigb <tmp1 xbox=420 ybox=10 \
        wbox=400 hbox=600 \
        label11="Traveltime [s]" \
        label12="Offset[m]" \
        title="Filtered Data" \
        verbose=0 perc=96 key=tracl &

sufft <tmp1 dt=10000 | suamp mode=amp >tmp2
suxgraph <tmp2 style="normal" label11="Traveltime" label12="Amplitude" \
        title="Amplitude Spectrum Filtered" &
#-----
# Go back or continue...
#-----
echo "Press 1 for more filtering"
echo "Press 2 to continue with another step processing"
>/dev/tty
read selection
case $selection in
  1) clear
     ok=false;;
  2) pause

```

```

        ok=true;;
    esac
done
cp tmp1 outdata
echo " outdata = filter$f.su"
cp tmp1 filter$f.su
rm -f tmp*
#-----
# Stacking
#-----
echo "Stacking Test"
indata2=outdata
rm -f tmp*
#-----
# Stack Aplication
#-----
ok=false
while [ $ok = false ]
do
    rm -f tmp0
    if [ $selection2 ]
    then
        echo "Stacking Tests"
        echo "Press A to add another Stacking"
        echo "Press S to start over"
        >/dev/tty
        read choice3
        case $choice3 in
            [sS]) cp $indata2 tmp0
                    echo "-> Using original data";;
            [aA]) cp tmp1 tmp0
                    echo "-> Using modified data";;
        esac
    else
        cp $indata2 tmp0
    fi
    echo "Select The Stack parameters:"
    echo "Select the value(s) on the firts trace a:"
        >/dev/tty
        read a
    echo "Select the group increment(s) c:"
        >/dev/tty
        read c
    echo "Select the number of elementes in group j:"
        >/dev/tty
        read j
    echo " -> Stack $j"
    sushw <tmp0 key=cdp a=$a c=$c j=$j | sustack key=cdp >tmp1

```

```

#-----
# Plot the stacked data...
#-----
suxwigb <tmp1 xbox=420 ybox=10 \
        wbox=400 hbox=600 \
        label11="Traveltime [s]" \
        label12="Offset[m]" \
        title="Stack applied" \
        verbose=0 perc=96 key=tracl &

#-----
# Go back or exit...
#-----
echo "Press 1 for more staking"
echo "Press 2 to continue with another step processing"
>/dev/tty
read selection2
case $selection2 in
    1) clear
        ok=false;;
    2) pause
        ok=true;;
esac
done
cp tmp1 outdata2
echo " outdata2 = stack$j.su"
cp tmp1 stack$j.su
rm -f tmp*
#-----
# Gain Corrections
#-----
echo "Gain Test"
indata3=outdata2
rm -f tmp*
#-----
# Amplitud Correction
#-----
ok=false
while [ $ok = false ]
do
    rm -f tmp0
    if [ $selection3 ]
    then
        echo "Gain Tests"
        echo "Press A to add another gain correction"
        echo "Press S to start over"
        >/dev/tty
        read choice4
        case $choice4 in

```

```

[sS]) cp $indata3 tmp0
      echo "-> Using original data";;
[aA]) cp tmp1 tmp0
      echo "-> Using modified data";;
esac
else
  cp $indata3 tmp0
fi
echo "Select a Gain Correction Method:"
echo " Press T to multiplie data by a t^tpow"
echo " Press E to multiplie data by a exp(epow*t)"
echo " Press A for automatic gain correction"
echo " Press C to clip data"
echo " Press S to sacale data"
echo " Press B to balance data by 1/rms"
>/dev/tty
read choice5
case $choice5 in
[tT]) echo "Select exponent tpow:"
      >/dev/tty
      read tpow
      echo " -> Gain function is: A'=A*t^$tpow"
      sugain <tmp0 tpow=$tpow >tmp1;;
[eE]) echo "Select exponent epow:"
      >/dev/tty
      read epow
      echo " -> Gain function is: A'=A*et*$epow)"
      sugain <tmp0 epow=$epow >tmp1;;
[aA]) echo "Select window length in [s]:"
      >/dev/tty
      read wagg
      echo " -> AGC, windowlegth=$wagg s"
      sugain <tmp0 agc=1 wagg=$wagg>tmp1;;
[cC]) echo " Select cilp between 0 and 1:"
      >/dev/tty
      read qclip
      echo " -> Clipping by $qclip"
      sugain <tmp0 qclip=$qclip >tmp1;;
[sS]) echo " Select a overall scale factor"
      >/dev/tty
      read scale
      echo " -> Scaling with factor $scale"
      sugain <tmp0 scale=$scale >tmp1;;
[bB]) echo " Balancing by dividing by rms values"
      sugain <tmp0 pbal=1 >tmp1;;
esac
#-----
# Plot the gained data...

```

```

#-----
suxwigb <tmp1 xbox=420 ybox=10 \
    wbox=400 hbox=600 \
    label11="Traveltime [s]" \
    label12="Offset[m]" \
    title="Gain applied" \
    verbose=0 perc=96 key=tracl &
#suwind <tmp1 key=tracl min=1 max=3320 |
#suattributes mode=amp |
#suop op=db >tmp2
#suximage <tmp2 xbox=830 yb0x=10 \
    wbox=190 hbox=600 \
    label11="time" \
    label12="Amplitud" \
    title="Amplitud Envelope" \
    grid1=dot grid2=dot legenend=1 \
    units=dB camp=hsv1 verbose=0 &
#suxgraph <tmp2 -geometry 190x600+1030+10 \
    labe11=Traveltime label12=Amplitude \
    title="Amplitude Spectrum" grid1=dot grid2=dot \
    nTic2=2 verbose=0 &
#-----
# Go back or exit...
#-----
echo "Press 1 for more Amplitud corrections"
echo "Press 2 to exit"
>/dev/tty
read selection3
case $selection3 in
    1) clear
        ok=false;;
    2) pause to exit
        ok=true;;
esac
done
echo " outdata = gained.su"
cp tmp1 gained.su
rm -f tmp*
exit

```

Rutina de ejecución “conversionsegy” en Seismic UNIX (sistema operativo LINUX) utilizada para convertir las secciones sísmicas de formato SU a SEG Y:

```
#!/bin/bash
segyhdrs <geom.su.edit bfile=tmp.bin hfile=temp.hrd |
echo "escribiendo $nshot.SGY"
segywrite <geom3_BOL28dk.su.edit tape=BOL28dk"$nshot".SGY bfile=tmp.bin
hfile=tmp.hrd verbose=1 vblock=50 endian=0
exit
```

[Apèndice 2]

Fotografías de algunos instrumentos utilizados durante la adquisición de datos sísmicos:



Figura A-2. Cañón de aire utilizado como fuente de energía en la adquisición de los perfiles marinos (tomado de Sánchez, 2004).



Figura A-3. Grabador sísmico independiente autónomo REFTEK modelo 125-A conocido como "Texan". Nótese el geófono de color rojo conectado (tomado de Sánchez, 2004).

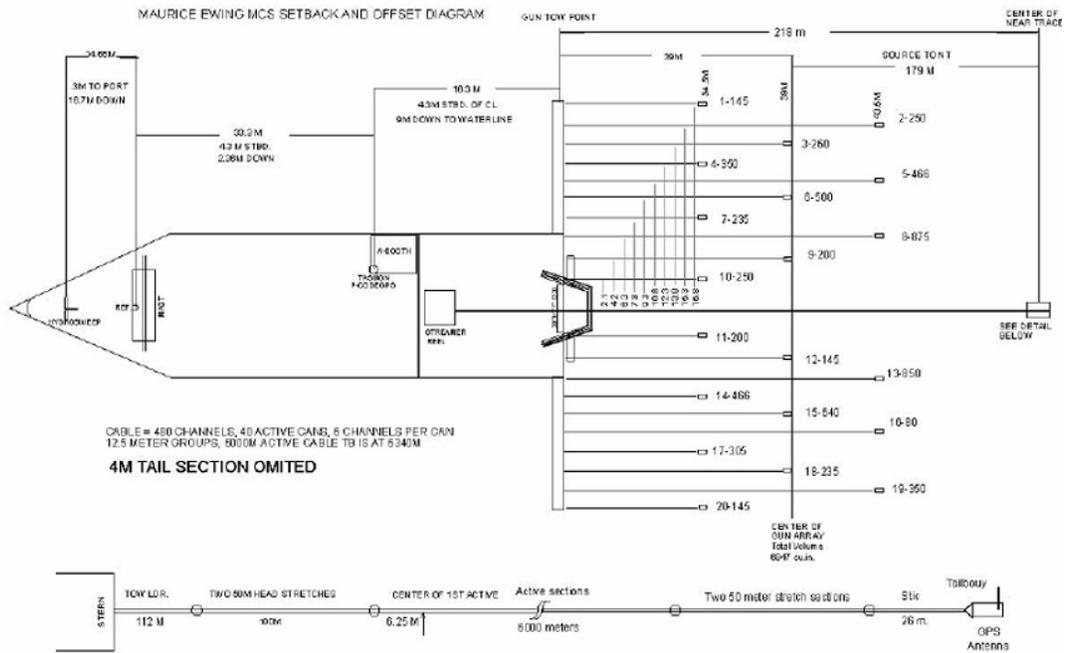


Figura A-4. Diagrama del arreglo de cañones de aire utilizados durante la adquisición de este trabajo por el buque Maurice Ewing y detalle del (Tomado de Levander, 2004)



Figura A-5. Sismómetros de fondo marino (OBS). Izquierda: Modelo D2 WHOI. Derecha: Modelo LC 2000 (Tomado de Ávila, 2005).

Tabla A-1. Lista de las secciones sísmicas procesadas en esta investigación y el estado de su relación señal-ruido. Nota: los asteriscos indican sismómetros de fondo marino (OBS).

Línea de disparo	Estación receptora	Nombre de la sección	Relación señal-ruido
BOL19	La Orchila	BOL19orcv	Mala
	Pto la Cruz	BOL19pcrv	Mala
	Piña Colada*	BOL19pc	Buena
	Cuba Libre *	BOL19cl	Buena
	Sombrero *	BOL19so	Mala
BOL20	La Orchila	BOL20orcv	Mala
	Pto la Cruz	BOL20pcrv	Mala
	Cuba Libre *	BOL20cl	Mala
	Piña Colada *	BOL20pc	Buena
BOL28	Devil's Kiss *	BOL28dk	Mala
	Los Testigos	BOL28itev	Mala
	Carúpano	BOL28cruv	Mala
	Zombie *	BOL28zb	Mala
BOL28A	Devil's Kiss *	BOL28Adk	Mala
	Los Testigos	BOL28Aitev	Mala
	Carúpano	BOL28Acruv	Mala
	Zombie *	BOL28Azb	Mala
BOL28B	Devil's Kiss *	BOL28Bdk	Buena
	Los Testigos	BOL28Bitev	Mala
	Carúpano	BOL28Bcruv	Buena
	Zombie *	BOL28Bzb	Mala
BOL26	Devil's Kiss *	BOL26dk	Mala
	Sombrero *	BOL26so	Mala
BOL27	Devil's Kiss *	BOL27dk	Mala
	Zombie *	BOL27zb	Mala

[Apèndice 3]

Secciones sísmicas sin interpretación:

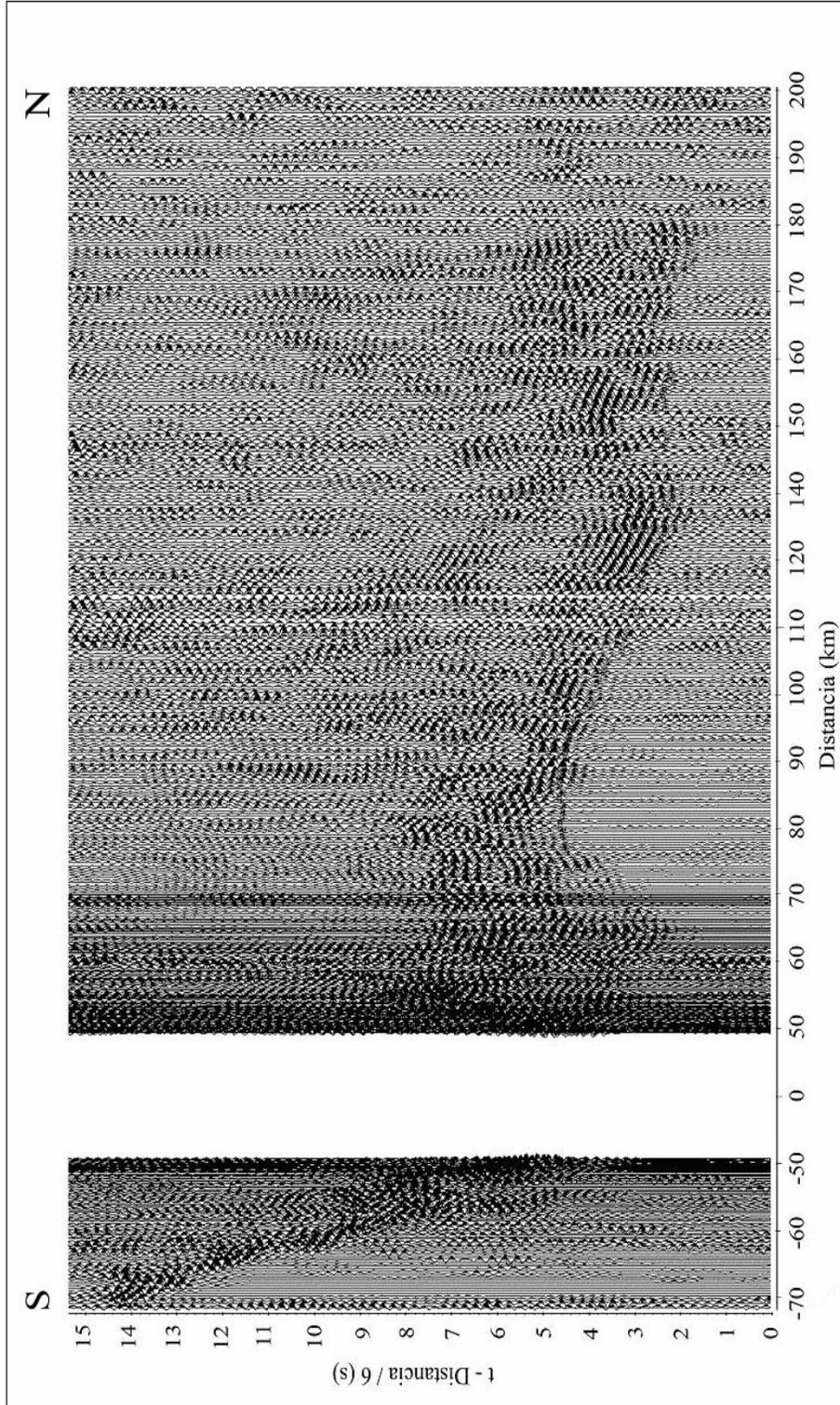


Figura A-6. Sección sísmica BOL19PC no interpretada. Velocidad de reducción=6 km/s.

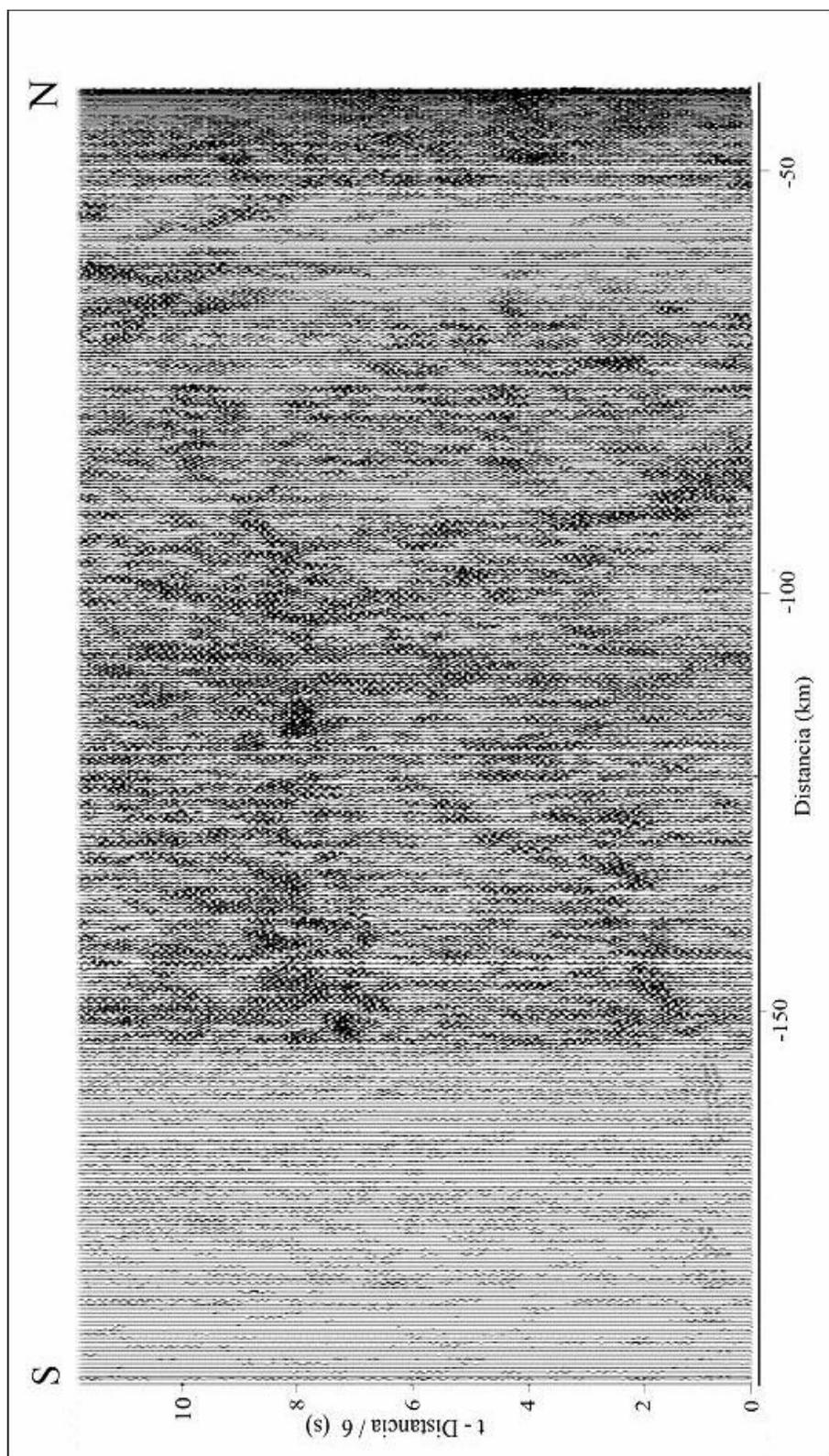


Figura A-7 . Sección sísmica BOL19 CL (sur) no interpretada. Velocidad de reducción = 6 km/s.

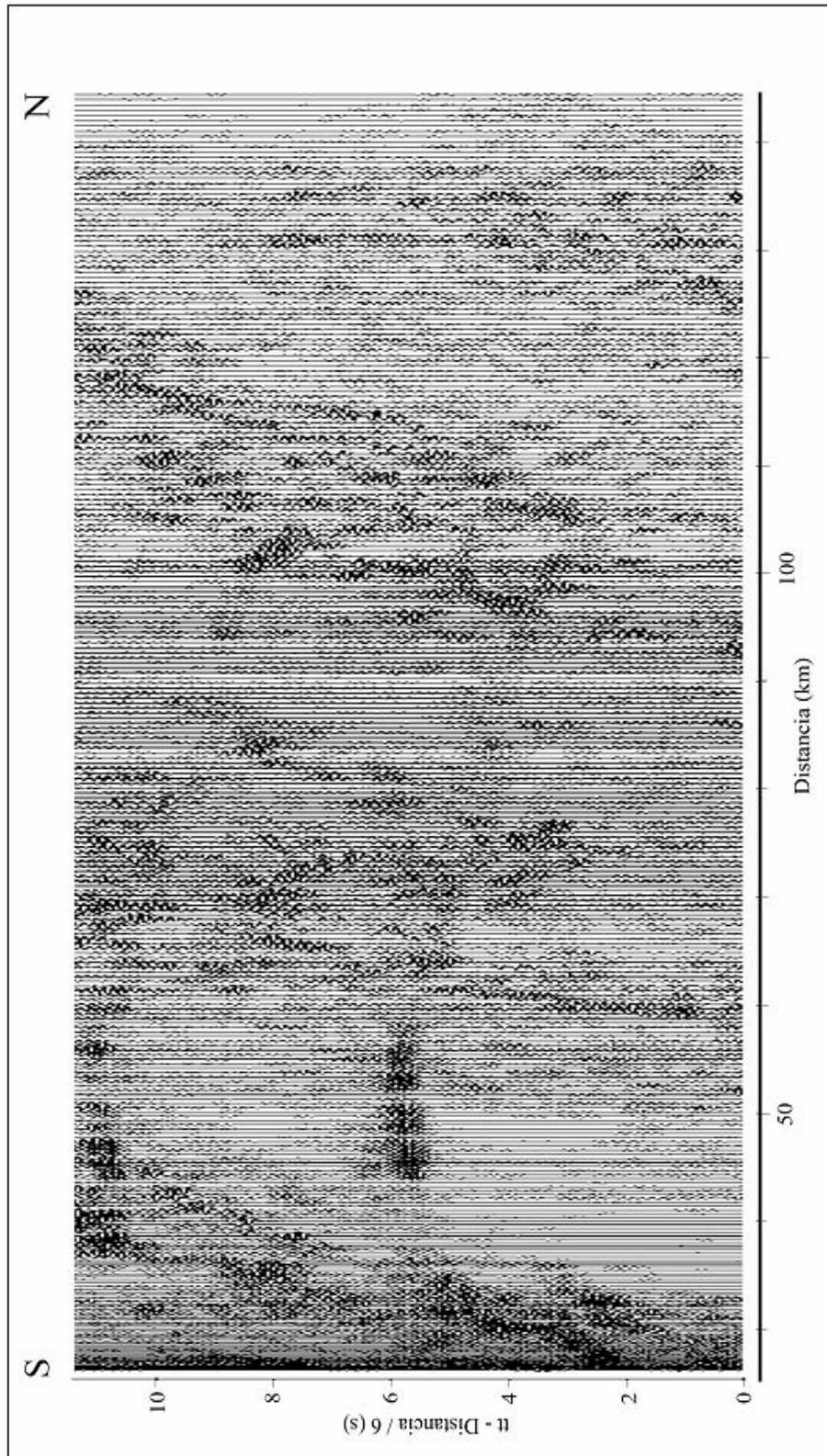


Figura A-8 Sección sísmica BOL19 CI (norte) no interpretada. Se aplicó una velocidad de reducción igual a 6 km/s.

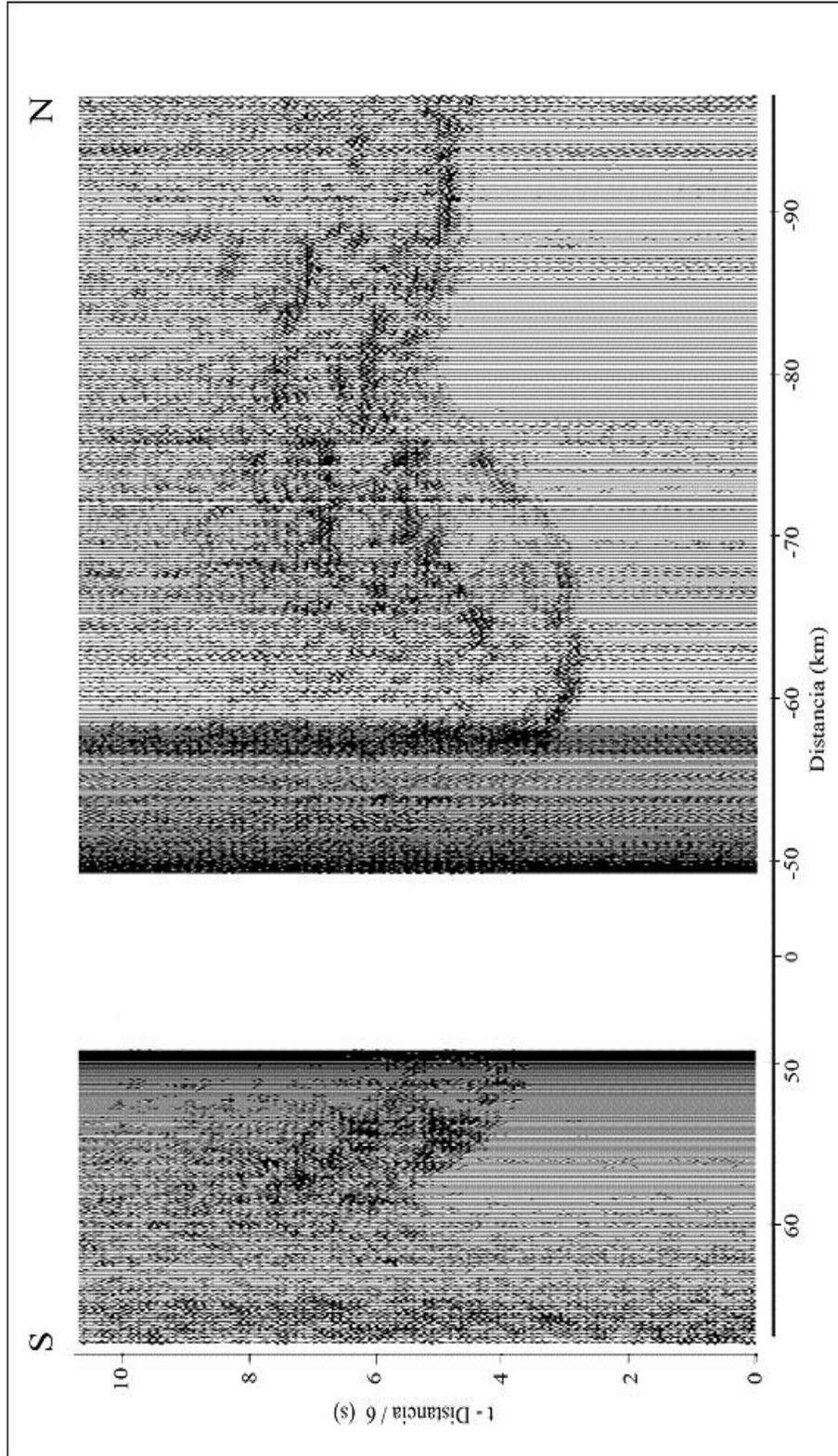


Figura A-9 . Sección sísmica BOL20 FC sin interpretar. Velocidad de reducción = 6 km/s.

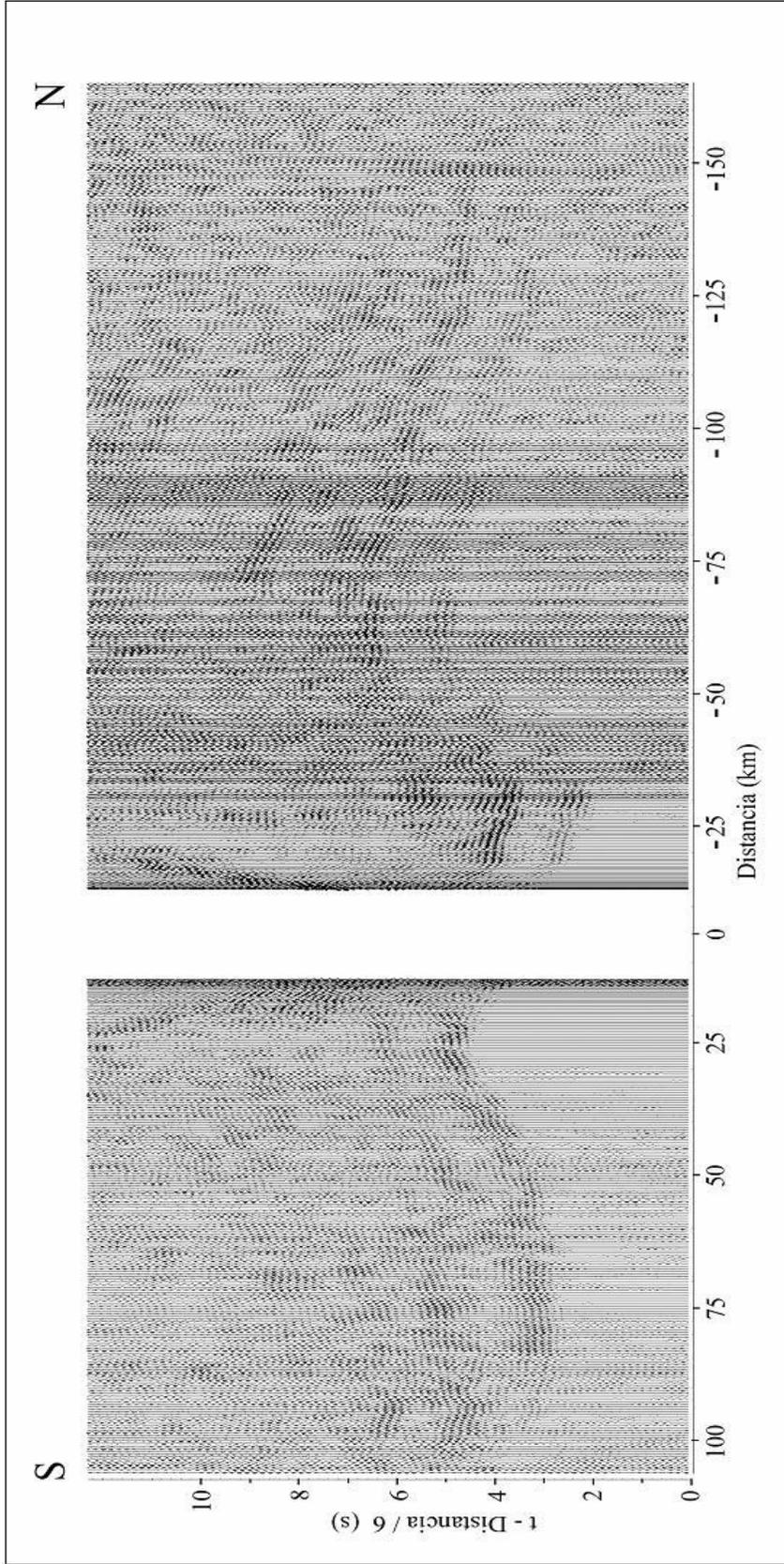


Figura A-10 Sección sísmica BOL28B-dk (Devil's Kiss) sin interpretar. La velocidad de reducción empleada fue 6 km/s.

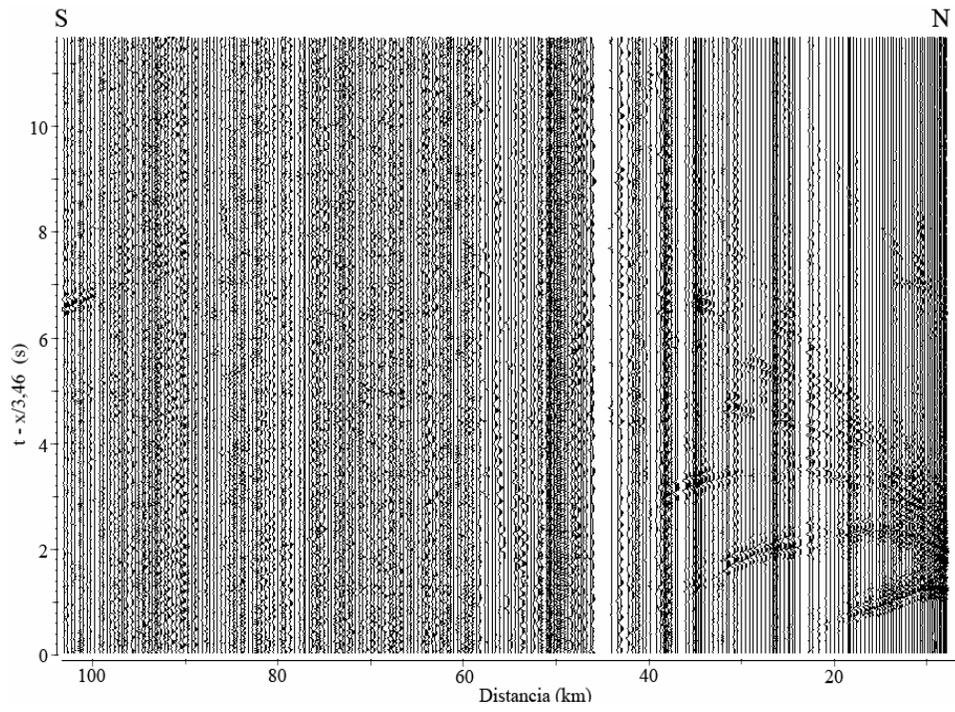


Figura A-11. Sección Cantaura (sur) sin interpretación de fases.