

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ANÁLISIS DE LA ESTRUCTURA CORTICAL DEL PERFIL DE SÍSMICA  
DE GRAN ÁNGULO “ANDES NORTE”, SEGMENTO CAPATÁRIDA –  
CABUDARE**

Presentado ante la ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
por la Br. Flores P., Lisfer del C.  
para optar al título de  
Ingeniera Geofísica

Caracas, Julio de 2015

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ANÁLISIS DE LA ESTRUCTURA CORTICAL DEL PERFIL DE SÍSMICA  
DE GRAN ÁNGULO “ANDES NORTE”, SEGMENTO CAPATÁRIDA –  
CABUDARE**

TUTOR ACADÉMICO: Dr. Michael Schmitz

TUTOR INDUSTRIAL: Ing. Jesús Ávila

Presentado ante la ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
por la Br. Flores P., Lisfer del C.  
para optar al título de  
Ingeniera Geofísica

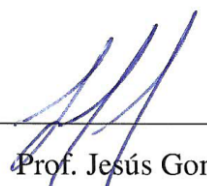
Caracas, Julio de 2015

## CONSTANCIA DE APROBACIÓN

Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geológica, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el bachiller: LISFER DEL CARMEN FLORES PETIT, titulado:

**“ANÁLISIS DE LA ESTRUCTURA CORTICAL DEL PERFIL DE SÍSMICA  
DE GRAN ÁNGULO “ANDES NORTE”, SEGMENTO CAPATÁRIDA –  
CABUDARE”**

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniera Geofísica, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.

  
\_\_\_\_\_  
Prof. Jesús González  
Jurado  
\_\_\_\_\_  
Prof. Mauricio Bermúdez  
Jurado  
\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. Michael Schmitz  
Tutor Académico

## DEDICATORIA

A mis amados creadores y formadores,

Mis padres,

*Félix Flores y Lila Petit.*

## **AGRADECIMIENTOS**

A Dios por darme salud, guiarme e iluminarme en cada paso y poner personas claves y maravillosas en mi camino. Siempre recordando que me diste la vida para tenerlo TODO.

A la Universidad Central de Venezuela por abrirme sus puertas, hacerme sentir como en casa y enamorarme con su diversidad. Es un orgullo egresar de esta Alma Mater y posar debajo de sus hermosas nubes.

Al Dr. Michael Schmitz, persona de gran admiración, gracias por ser mi tutor académico, por sus sabias opiniones y brindarme la oportunidad de desarrollar este trabajo. Fue un honor haber trabajado con usted.

A mi tutor industrial, Ing. Jesus Avila, por asesorarme y guiarme en la realización de este proyecto, compartir sus conocimientos conmigo y por reconocer mi trabajo.

Al personal de FUNVISIS por recibirme con una sonrisa y por brindarme una mano en lo que necesitara, en especial a los integrantes de las reuniones de sísmica. Jelime Aray gracias por compartir tus fotos de campo conmigo y Pedro Medina por las charlas y risas. A todos los que participaron en la adquisición de sísmica profunda del proyecto GIAME, fue una gran experiencia de aprendizaje.

A todos los profesores por ser los pilares en mi formación académica. En especial al profesor Mariano Arnaiz por su paciencia y buena disposición de crear y mejorar el programa empleado en el desarrollo de este trabajo. Gracias por acudir a mis llamados, abrirme las puertas de tu oficina las veces que fueran necesarias y tus “si yo fuera tu” tan acertados.

A mi hermosa familia, quienes con su ejemplo me enseñaron que la mejor herencia que podían dejarme eran los valores y la educación, GRACIAS por apoyarme incondicionalmente en todo y confiar en mí: Mamá gracias por recibir en casa a todo aquel que fuese a estudiar o a compartir como tus hijos y por consentirme (sobre todo en las comidas); papá gracias por priorizar darme siempre lo que necesité y no lo que quería; Lila, hermana favorita, gracias por preguntarme, insistentemente, cuando iba a terminar la tesis, incluyendo a Rognel. Le puse bastante empeño (ustedes saben a qué me refiero), sus mensajes fueron mi motivación en la etapa final. Al resto de mi familia que estuvo pendiente.

A mi BF, Isadora Gonzalez, que a pesar de que cada una tenía sus obligaciones académicas, siempre se pudo encontrar un tiempito para dedicarnos a continuar los cuentos pausados y por decirme “me encanta cuando me hablas y piensas que entiendo todo”.

A Naliesky Sánchez, gracias por brindarme tú amistad desde el primer día del introductorio, estar en todo momento conmigo y aguantarte mi montaña rusa de emociones, mejor compañera de cuarto no pude tener. Eres como una hermana para mí.

A mi amigo, Jesús García, por acompañarme a recorrer gran parte de la carrera y caminos de la vida. Gracias por la confianza que depositaste en mí y ofrecerme tu ayuda.

A Loveida montilla, gracias por darme ánimos, apoyarme y ayudarme, tanto en la carrera como en la elaboración de este trabajo. Solo tú y yo sabemos el esfuerzo y las lágrimas que pusimos en los trasnochos.

A María Machado, Fiorella Daza, Katryn Pérez y a sus familias, por brindarme su cariño, confianza y amistad.

Gracias Evis Ramírez por heredarme la manía de tomar café, compartir y confiarme tus resultados.

Al grupo de Geofisicos egresados Julio-Diciembre 2014, por los mensajes de ánimo en tiempos de crisis.

A mis compañeros de la sala de tesis de geofísica por crear un ambiente divertido y cómodo a pesar del calor: Luis Castro, Obdulis Hermoso, Christian Jiménez, María Scalise, Alaila Ladera, Manuel Bravo y Naire Castro aunque no usaste el hornito.

A mis compañeras de residencia por ser mi familia en Caracas, en especial a: Diana, Victoria y Liliana por su cariño; Fidelys compañera de parrandas y trasnochos, una taza de café a cualquier hora siempre es buena; Loiris por estar pendiente y contar los días para finalizar este trabajo, lo logramos.

A mis amigas de infancia, gracias por estar pendiente de compartir este logro.

A ti por robar parte de mi tiempo para establecer el inicio de una buena amistad y apurarme en terminar. Tesis que no de guerra no es tesis, no me rendí y peleé hasta el final.

A todos mis amigos, panas y compañeros que, desde el introductorio, contribuyeron de una u otra forma a lo largo del trayecto para que yo pudiera alcanzar la meta. Gracias por abrirme la puerta de sus casas.

A los que olvide mencionar, mil disculpas, la memoria algunas veces falla.

A todos ustedes ¡GRACIAS!

**Flores P., Lisfer del C.**

**ANÁLISIS DE LA ESTRUCTURA CORTICAL DEL PERFIL DE SÍSMICA DE  
GRAN ÁNGULO “ANDES NORTE”, SEGMENTO CAPATÁRIDA –  
CABUDARE**

Tutor académico: Dr. Michael Schmitz. Tutor industrial: Ing. Jesús Ávila  
Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica.  
2015, 114 pp.

**Palabras claves:** GIAME (Geociencia Integral de Los Andes de Mérida), Andes Norte-Venezuela, refracción sísmica, espesor cortical.

**RESUMEN**

Durante los meses de febrero y marzo de 2014 se realizó la adquisición de varios perfiles de sísmica profunda, dentro del marco del proyecto GIAME, en la región occidental de Venezuela. En el presente trabajo de grado, se analiza la estructura cortical del perfil Andes Norte, segmento Capatárida – Cabudare, a partir del modelado de velocidades de ondas sísmicas. Para esto, la campaña de adquisición consistió en la colocación de sismógrafos independientes TEXAN las cuales captaron las vibraciones generadas por 7 disparos controlados en superficie. Usando los datos adquiridos en el perfil de interés se generaron secciones sísmicas reducidas con velocidad de 6 km/s, 8 km/s y 3.46 km/s, a las cuales se le aplicó un filtro pasa-banda. En éstas fueron identificadas las fases corticales Pg y PmP. En algunos casos se identificaron adicionalmente las fases PiP, y en caso particular la sección Capatárida se identificó un tren de ondas refractadas intra-mantélicas. A partir de la interpretación de las diferentes secciones, haciendo uso de información geológica y geofísica previamente publicada, se generó el modelo bidimensional de ondas P con el programa RAYINVR. El modelo se generó incorporando dos capas sedimentarias, una poco consolidada y una consolidada con velocidades entre 2,9 km/s y 4,5 km/s, respectivamente. La primera representa los sedimentos Oligocenos-Miocenos de la cuenca invertida de Falcón al noreste del modelo que alcanza una profundidad máxima de 2 km, la segunda el basamento de las Napas de Lara a una profundidad máxima de 6 km. La corteza cristalina fue separada en corteza superior e inferior, la primera se acerca a la superficie hacia el sur de la ciudad de Cabudare como expresión de Los Andes de Mérida y su profundidad máxima de 28 km en la zona central del modelo. El manto es representado por una capa de velocidad promedio de 7,7 km/s. La profundidad de Moho va desde 28,5 km al este de la población de Dabajuro (Edo. Falcón), lo que representa un adelgazamiento, hasta una profundidad promedio de 37 km. Además, se infiere una interfase por debajo de la discontinuidad de Moho correspondiente a la base de la litosfera. Los resultados generados en este estudio nutren la base de datos de profundidades y velocidades corticales existente en el país, además de aportar información que ayudará a entender el origen, evolución y configuración estructural de la cadena andina.

## INDICE

|                                                              | <b>Pág.</b> |
|--------------------------------------------------------------|-------------|
| <b>DEDICATORIA</b>                                           | <b>iv</b>   |
| <b>AGRADECIMIENTOS</b>                                       | <b>v</b>    |
| <b>RESUMEN</b>                                               | <b>vii</b>  |
| <b>CAPÍTULO 1</b>                                            | <b>1</b>    |
| <b>INTRODUCCIÓN</b>                                          | <b>1</b>    |
| 1.1 Planteamiento del problema                               | 1           |
| 1.2 Objetivos                                                | 3           |
| 1.2.1 Objetivo general                                       | 3           |
| 1.2.2 Objetivos específicos                                  | 3           |
| 1.3 Ubicación del área de estudio                            | 3           |
| 1.4 Antecedentes                                             | 5           |
| <b>CAPÍTULO 2</b>                                            | <b>10</b>   |
| <b>MARCO GEOLÓGICO</b>                                       | <b>10</b>   |
| 2.1 Placa Caribe                                             | 10          |
| 2.2 Geodinámica noroccidental de Venezuela                   | 12          |
| 2.2.1 Napas de Lara y Surco de Barquisimeto                  | 13          |
| 2.2.2 Cuenca de Falcón                                       | 15          |
| 2.2.3 Surco de Urumaco                                       | 18          |
| 2.2.4 Cuenca de Cabudare                                     | 19          |
| 2.2.5 Andes de Mérida                                        | 20          |
| 2.3 Sistema de fallas principales de la región noroccidental | 24          |
| 2.3.1 Falla de Oca-Ancón                                     | 24          |
| 2.3.2 Falla de Boconó                                        | 25          |
| <b>CAPÍTULO 3</b>                                            | <b>27</b>   |
| <b>MARCO TEÓRICO</b>                                         | <b>27</b>   |
| 3.1 Ondas sísmicas                                           | 27          |
| 3.2 Estructura interna de la tierra                          | 28          |
| 3.3 Sísmica de gran ángulo                                   | 30          |
| 3.4 Secciones sísmicas en tiempo reducido                    | 31          |
| 3.5 Fases corticales en la sísmica de gran ángulo            | 33          |
| 3.6 Principio de correlación de fases                        | 34          |
| 3.7 Formulas de cálculos aproximados                         | 36          |
| 3.8 Principios del método de trazado de rayos                | 36          |

|                                                              |           |
|--------------------------------------------------------------|-----------|
| 3.8.1 Modelo de parametrización                              | 37        |
| 3.9 Filtro                                                   | 39        |
| 3.9.1 Filtro Butterworth                                     | 40        |
| <b>CAPÍTULO 4</b>                                            | <b>41</b> |
| <b>MARCO METODOLÓGICO</b>                                    | <b>41</b> |
| 4. 1 Generalidades                                           | 41        |
| 4.1.1 Adquisición del perfil Andes Norte                     | 42        |
| 4.1.2 Metodología de campo                                   | 43        |
| 4.2 Procesamiento                                            | 47        |
| 4.2.1 transformación de datos a formato .SGY                 | 47        |
| 4.2.2 Secciones sísmicas                                     | 48        |
| 4.2.2.1 Construcción de las secciones reducidas              | 50        |
| 4.3 Selección de las primeras llegadas                       | 53        |
| 4.4 Modelado                                                 | 54        |
| <b>CAPÍTULO 5</b>                                            | <b>56</b> |
| <b>RESULTADOS Y ANÁLISIS DE RESULTADOS</b>                   | <b>56</b> |
| 5.1 Descripción de las secciones sísmicas                    | 56        |
| 5.1.1 Sección Capatárída                                     | 56        |
| 5.1.2 Sección Urumaco                                        | 57        |
| 5.1.3 Sección Baragua                                        | 61        |
| 5.2.4 Sección Carora                                         | 61        |
| 5.2.5 Sección Quibor                                         | 61        |
| 5.2.6 Sección Barquisimeto                                   | 66        |
| 5.2.7 Sección Cabudare                                       | 66        |
| 5.2 Modelos de sísmica de gran ángulo del Perfil Andes Norte | 69        |
| <b>CAPÍTULO 6</b>                                            | <b>78</b> |
| <b>CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b>                        | <b>78</b> |
| 6.1 Conclusiones                                             | 78        |
| 6.2 Recomendaciones                                          | 79        |
| <b>BIBLIOGRAFÍA</b>                                          | <b>80</b> |
| <b>ANEXO 1</b>                                               | <b>88</b> |
| <b>ANEXO 2</b>                                               | <b>89</b> |
| <b>APENDICE A</b>                                            | <b>90</b> |

## LISTA DE FIGURAS

|                                                                                                                                                                                                                       | <b>Pág.</b> |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------|
| Figura 1.1. Mapa de ubicación de los perfiles de sísmica de gran ángulo del proyecto GIAME.                                                                                                                           | 2           |
| Figura 1.2. Ubicación del Perfil Andes Norte..                                                                                                                                                                        | 4           |
| Figura 1.3. Modelo global de espesores corticales CRUST 5.1.                                                                                                                                                          | 5           |
| Figura 1.4. Perfiles sísmicos profundos realizados en Venezuela entre los años 1985 y 2004.                                                                                                                           | 6           |
| Figura 1.5. Mapa del espesor cortical en el norte de Venezuela basado en la recopilación de los datos sísmicos de gran ángulo..                                                                                       | 7           |
| Figura 1.6. Análisis espectral gravimétrico y magnético.                                                                                                                                                              | 8           |
| Figura 1.7. Modelo de trazado de rayos del Perfil Andes Norte segmento Capatárida-Cabudare.                                                                                                                           | 9           |
| Figura 2.1. Límites de la región Caribe.                                                                                                                                                                              | 10          |
| Figura 2.2. Principales modelos de la evolución de la Placa Caribe a) Modelo Pacífico y b) Modelo intra – Americano.                                                                                                  | 11          |
| Figura 2.3. Marco geodinámico del norte de Suramérica.                                                                                                                                                                | 12          |
| Figura 2.4. Mapa de Fallas Cuaternarias y toponimia de Venezuela.                                                                                                                                                     | 13          |
| Figura 2.5. Esquema de emplazamiento de las Napas de Lara durante el Paleoceno a Eoceno medio (60-40 Ma) al iniciarse los procesos compresivos por efecto del avance progresivo hacia el SE del Gran Arco del Caribe. | 14          |
| Figura 2.6. Diagrama esquemático de la Cuenca de Falcón (a), su estratigrafía en un corte N-S entre los pueblos de San Luis y Churuguara (b) y un modelo conceptual actualizado de esta cuenca (c).                   | 16          |
| Figura 2.7. Modelo Pull-Apart para la región de Falcón y Bonaire, al noroccidente de Venezuela, ilustrando la distribución de los altos y subcuencas del Eoceno-Oligoceno.                                            | 17          |
| Figura 2.8. Modelo contrastante para el modelo de apertura de cuenca retro-arco Paleoceno-Eoceno para las cuencas de Falcón y Bonaire occidente                                                                       | 18          |
| Figura 2.9. Estructuras y fallas en el occidente de Falcón.                                                                                                                                                           | 19          |
| Figura 2.10. Síntesis tectónica de la Cuenca de Cabudare.                                                                                                                                                             | 20          |
| Figura 2.11. Ubicación del extremo norte de la cadena Andina.                                                                                                                                                         | 21          |
| Figura 2.12. Diagramas esquemáticos (no a escala) que ilustran los diversos modelos de evolución que se han propuesto para la estructura de los Andes venezolanos.                                                    | 22          |
| Figura 2.13. Los Andes de Mérida en relación con el modelo de Orógeno Flotante..                                                                                                                                      | 23          |

|                                                                                                                                                                                                                                                                   |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 2.14. Mapa neotectónico del noroeste de Venezuela y Noreste de Colombia.                                                                                                                                                                                   | 24 |
| Figura 2.15. Falla de Boconó y estructuras asociadas.                                                                                                                                                                                                             | 25 |
| Figura 3.1. Desplazamiento de ondas corpóreas a través de un cuerpo.                                                                                                                                                                                              | 27 |
| Figura 3.2. Variación de la velocidad de las ondas sísmicas con la profundidad.                                                                                                                                                                                   | 28 |
| Figura 3.3. Sección sísmica Capatárida –Perfil Andes Norte en tiempo real (arriba) y tiempo reducido con <i>vred</i> 6 km/s (abajo).                                                                                                                              | 32 |
| Figura 3.4. Diagrama de fases corticales en tiempo real (a) y en tiempo reducido (b).                                                                                                                                                                             | 33 |
| Figura 3.5. Rayos sísmicos de las fases corticales.                                                                                                                                                                                                               | 34 |
| Figura 3.6. Interpretación de la fase PmP de la sección sísmica Capatárida, por correlación de grupo (línea continua azul), resultante de la unión de segmentos aplicando la correlación de fase (línea punteada roja).                                           | 35 |
| Figura 3.7. Ejemplo de parametrización de un modelo de velocidad con un enfoque “a través y hacia abajo” de este. Los nodos de velocidad están representados por círculos negros y los nodos de profundidad en cuadrados vacíos.                                  | 38 |
| Figura 3.8. Representación de filtros ideales: a) pasa bajos, b) pasa altos, c) pasa banda y d) rechaza banda.                                                                                                                                                    | 39 |
| Figura 4.1. Metodología empleada para alcanzar los objetivos propuestos.                                                                                                                                                                                          | 41 |
| Figura 4.2. Ubicación de los puntos de referencia y receptores teóricos sobre las vías reconocidas.                                                                                                                                                               | 43 |
| Figura 4.3. Herramientas para la adquisición de un perfil en tierra. a) picos, palas, conos de seguridad, sprays de colores, guantes; b) GPS de mano y planillas de registro; c) vehículo de transporte y d) caja de 15 Texans y geófonos de componente vertical. | 44 |
| Figura 4.4. Metodología de instalación en campo.                                                                                                                                                                                                                  | 45 |
| Figura 4.5. Cabezal de la planilla de registro usada en el proyecto GIAME.                                                                                                                                                                                        | 45 |
| Figura 4.6. Carga de explosivos a cargo del personal de CAVIM. a) Anfo (bolsas blancas) y Pentolita (cilindros naranja), b) Carga de explosivos.                                                                                                                  | 46 |
| Figura 4.7. Descarga de la información y configuración de los equipos de registro base Carora.                                                                                                                                                                    | 47 |
| Figura 4.8. Espectro de Amplitud de la sección Capatárida – Andes Norte. Espectro de la data sin filtrar a la izquierda y filtrada entre el rango de frecuencias determinadas.                                                                                    | 50 |
| Figura 4.9. Sección Capatárida reducida sin procesar a la arriba y filtrada abajo.                                                                                                                                                                                | 51 |
| Figura 4.10. Sección Capatárida -5 a 60 km, plot wiggle arriba y variable área (blanco/negro) abajo.                                                                                                                                                              | 52 |

|                                                                                                                                               |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 4.11. Ejemplo de una sección sísmica filtrada e interpretada la fase Pg (puntos rojos) en el código Seisplot. Capatárida, Vred 6 km/s. | 53 |
| Figura 5.1. Mapa de ubicación de receptores y disparos.                                                                                       | 56 |
| Figura 5.2. Sección Capatárida-Andes Norte, Vred 6 km/s.                                                                                      | 58 |
| Figura 5.3. Sección Capatárida-Andes Norte, Vred 8 km/s.                                                                                      | 59 |
| Figura 5.4. Sección Urumaco-Andes Norte, Vred 6 km/s.                                                                                         | 60 |
| Figura 5.5. Sección Baragua-Andes Norte, Vred 6 km/s.                                                                                         | 63 |
| Figura 5.6. Sección Carora-Andes Norte, Vred 6 km/s.                                                                                          | 64 |
| Figura 5.7. Sección Quibor-Andes Norte, Vred 6 km/s.                                                                                          | 65 |
| Figura 5.8. Sección Barquisimeto-Andes Norte.                                                                                                 | 67 |
| Figura 5.9 Sección Cabudare-Andes Norte, Vred 6 km/s.                                                                                         | 68 |
| Figura 5.10. Perfil de elevación del Perfil Andes Norte.                                                                                      | 69 |
| Figura 5.11. Modelo de Trazado de Rayos del Perfil Andes Norte en el segmento de interés.                                                     | 71 |
| Figura 5.12. Modelo de Velocidades del Perfil Andes Norte segmento Capatárida-Cabudare.                                                       | 72 |
| Figura 5.13. Modelo gravimétrico N-S de la ciudad de Barquisimeto.                                                                            | 73 |
| Figura 5.14. Comparación entre el modelo de velocidades obtenidos y la Deconvolución de Werner realizada por Ramírez (2014).                  | 74 |
| Figura 5.15. Modelo de trazado de rayos y modelo de propagación de ondas P del perfil 70° (Tomado de Bezada <i>et al.</i> , 2007).            | 75 |
| Figura 5.16. Mapa de profundidad de moho al norte de Venezuela elaborado con resultados de funciones receptoras.                              | 75 |
| Figura 5.17. Imagen de función receptora Ps obtenida con la aplicación del método de puntos de conversión común.                              | 76 |

## LISTA DE TABLAS

|                                                                                                                      | <b>Pág.</b> |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------|
| Tabla 3.1. Diferencias de las ondas corpóreas (Modificado de Ettwein y Maslin, 2011).                                | 28          |
| Tabla 4.1. Parámetros geométricos del perfil sísmico Andes norte.                                                    | 43          |
| Tabla 4.2. Detonaciones realizadas sobre el perfil sísmico Andes Norte, segmento Capatárída-Cabudare.                | 46          |
| Tabla 4.3. Receptores instalados y operativos durante la primera campaña de adquisición sísmica, perfil Andes norte. | 49          |
| Tabla 5.1 Comparación de las profundidades estimadas por Ramírez (2014 y la presente investigación.                  | 77          |

## LISTA DE ANEXOS Y APENDICES

|                                                                                                                                                                                                      | <b>Pág.</b> |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------|
| Anexo 1. Sección transversal del Perfil Andes Norte del proyecto GIAME (a) con su respectiva tabla de relación Vp vs densidad de acuerdo a la estructura geológica presente (Tomado de Ávila, 2014). | 88          |
| Anexo 2. Mapa de ubicación de las estaciones sísmica de banda ancha en Venezuela usadas en la investigación de LAB (Tomado de Masy <i>et al.</i> , 2015).                                            | 89          |
| Figura A.1. Sección Capatárida-Andes Norte, Vred 6 km/s. Sin interpretar.                                                                                                                            | 91          |
| Figura A.2. Sección Capatárida-Andes Norte, Vred 8 km/s. Sin interpretar.                                                                                                                            | 92          |
| Figura A.3. Sección Urumaco-Andes Norte, Vred 6 km/s. Sin interpretar.                                                                                                                               | 93          |
| Figura A.4. Sección Baragua-Andes Norte, Vred 6 km/s. Sin interpretar.                                                                                                                               | 94          |
| Figura A.5. Sección Carora-Andes Norte, Vred 6 km/s. Sin interpretar.                                                                                                                                | 95          |
| Figura A.6. Sección Quibor-Andes Norte, Vred 6 km/s. Sin interpretar.                                                                                                                                | 96          |
| Figura A.7. Sección Barquisimeto-Andes Norte, Vred 6 km/s. Sin interpretar.                                                                                                                          | 97          |
| Figura A.8. Sección Cabudare-Andes Norte, Vred 6 km/s. Sin interpretar.                                                                                                                              | 98          |

# **CAPÍTULO 1**

## **INTRODUCCIÓN**

### **1.1 Planteamiento del problema**

En Venezuela, los estudios referentes a la estructura de la litósfera, específicamente el de espesor cortical, se han enfocado en la interacción de la Placa Caribe y Suramérica. Schmitz (2011) indica que desde 1980 hasta la fecha, se han realizado una serie de perfiles sísmicos de refracción que han permitido obtener información cortical en todo el norte y este de Venezuela, pero no en Los Andes.

La Cordillera de Los Andes de Mérida se inicia en la Depresión del Táchira en la frontera entre Colombia y Venezuela y se extiende unos 425 km hasta la Depresión de Barquisimeto-Carora, con orientación SO-NE. Esta ha sido objeto de investigación de las geociencias por más de seis décadas. Sin embargo, tales estudios se han caracterizado por generar una diversidad de modelos, con base en resultados obtenidos en superficie, que abarcan la cordillera en su totalidad.

En vista de que la información sísmica profunda se ha obtenido principalmente de la zona Centro-Oriental de Venezuela, surge el proyecto de “Geociencia Integral de Los Andes de Mérida” (GIAME), financiado con recursos del Fondo Nacional de Ciencia, Tecnología e Innovación (FONACIT) y de Petróleos de Venezuela, S.A. (PDVSA), como una investigación litosférica en el occidente del país.

El alcance de dicho proyecto, en el área de los estudios sísmicos, es generar un modelo geotectónico de la corteza por debajo de Los Andes de Mérida, así como también despejar interrogantes de la interacción entre las placas Caribe y Suramérica en el oeste del país. De igual forma, pretende establecer cómo la Placa del Caribe se relaciona con las estructuras de deformación de Los Andes, objetivo principal del proyecto GIAME.

Para unificar la información, reducir la incertidumbre con respecto a la variedad de modelos planteados para la zona y aclarar las interrogantes que han surgido a lo largo de los años sobre el origen, evolución y configuración estructural de la cadena,

se busca obtener datos profundos, de mayor densidad y calidad con la adquisición de cuatro perfiles sísmicos de gran ángulo (Figura 1.1) ubicados en el occidente del país (Schmitz, 2012), con la participación del personal de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), Universidad de Los Andes (ULA), Universidad Central de Venezuela (UCV) y PDVSA.

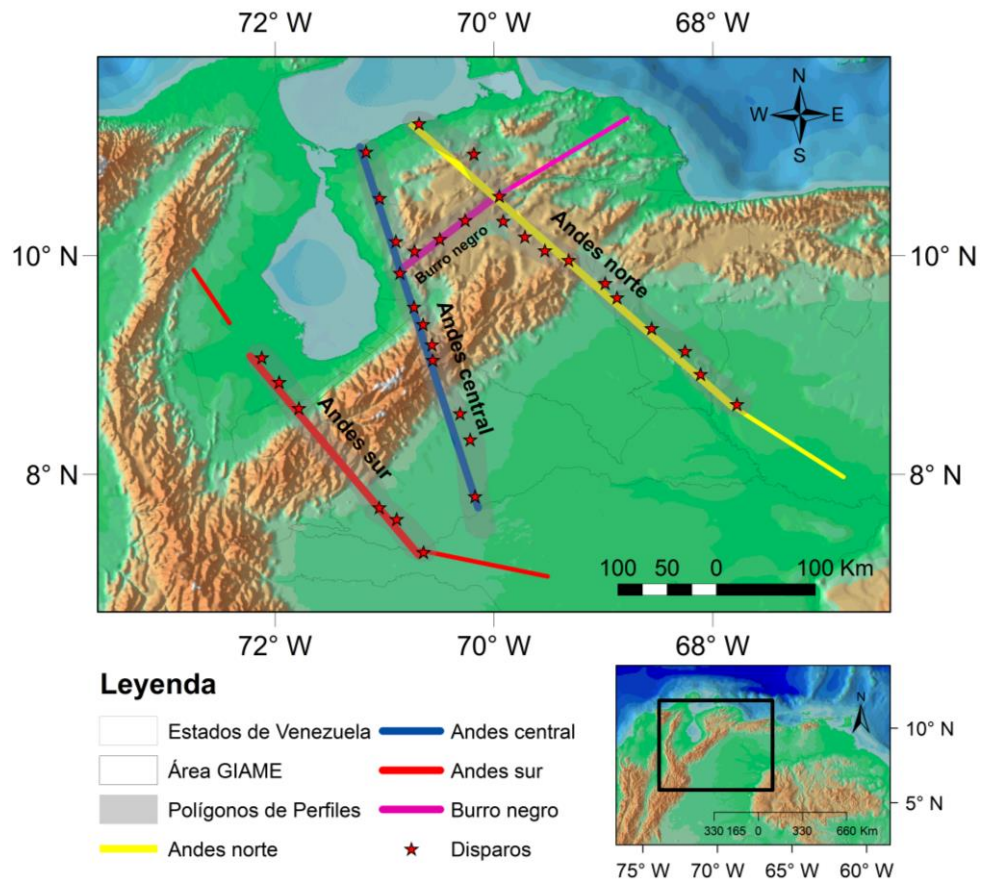


Figura 1.1. Mapa de ubicación de los perfiles de sismica de gran ángulo del proyecto GIAME.

En este orden de ideas, este estudio pretende el análisis cortical de las estructuras del Perfil Andes Norte a partir del modelo de velocidades de ondas sísmicas, el cual atraviesa el segmento norte de Los Andes de Mérida, haciendo énfasis en el comportamiento de estas ondas a nivel de la capa sedimentaria. Además de ser un aporte científico al proyecto GIAME, esta investigación resulta útil y de gran importancia para caracterizar las estructuras presente a lo largo del perfil y para impulsar estudios posteriores que permitirán afinar los modelos propuestos para la zona occidental.

En función de esto, se instalaron alrededor de 650 sismómetros digitales de una sola componente, los cuales captaron las vibraciones producidas por siete disparos controlados desde superficie (Figura 1.2), asegurando buena resolución a nivel de la corteza.

## **1.2 Objetivos**

### **1.2.1 Objetivo general**

Analizar la estructura cortical del Perfil Andes Norte, segmento Capatárida – Cabudare, a partir del modelado de velocidades de ondas sísmicas.

### **1.2.2 Objetivos específicos**

- Participar en la adquisición de los datos de sísmica de gran ángulo del proyecto GIAME.
- Aplicar una secuencia de procesamiento a los datos obtenidos en la adquisición del Perfil Andes Norte del proyecto GIAME.
- Generar secciones sísmicas para cada disparo en el segmento Capatárida – Cabudare.
- Identificar las principales fases corticales que se observen en las secciones sísmicas de los disparos del Perfil Andes Norte en el segmento de interés.
- Analizar la distribución de velocidades de ondas sísmicas y el espesor cortical que se obtengan de la generación del modelo bidimensional aplicando la técnica del trazado de rayos en el perfil de estudio.

## **1.3 Ubicación del área de estudio**

La zona de estudio se encuentra en el occidente de Venezuela a lo largo del perfil Andes Norte, que inicia al noroeste del estado Falcón, cruza los estados Lara, Portuguesa y Cojedes, y finaliza al suroeste del estado Guárico. El perfil Andes Norte presenta una longitud aproximada de 565 km (línea amarilla en la Figura 1.2) con orientación NO-SE. En la presente investigación se realiza el análisis cortical en el área limitada por los disparos Capatárida y Cabudare.

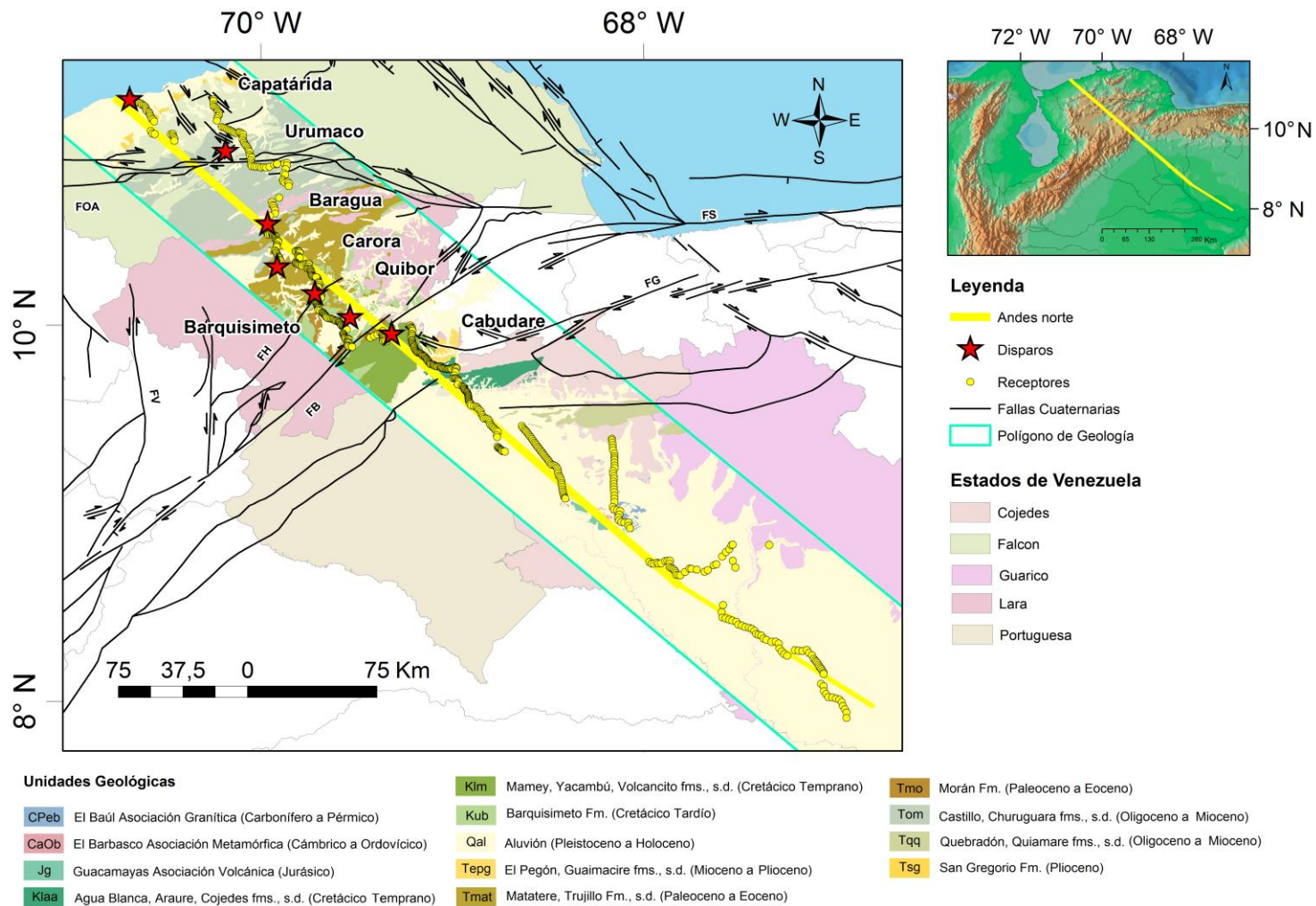


Figura 1.2. Ubicación del Perfil Andes Norte. Mapa geológico de Venezuela (Tomado de Hackley *et al.*, 2006). Fallas cuaternarias de Venezuela líneas negras continuas (Tomado de Audemard *et al.*, 2000), FOA, Falla Oca-Ancón y FB, Falla de Boconó (de interés para el perfil); FV, Falla de Valera; FH, Falla Hato viejo; FS, Falla de San Sebastián; FG, Falla Guacamaya.

#### 1.4 Antecedentes

Un primer cálculo global del espesor cortical fue realizado por Mooney *et al.* (1998), modelo que lleva por nombre “CRUST”, y se elaboró a partir de la compilación de datos de refracción sísmica publicada entre 1948 y 1995. Para el momento los valores en Venezuela fueron estimados debido a que no se contaba con información publicada a nivel internacional sobre el proyecto realizado al este del Lago de Maracaibo en 1984 (COLM; Gajardo *et al.*, 1986). El modelo Crust se muestra en la Figura 1.3, donde la precisión de los espesores calculados se tendrá donde se encuentran ubicados los 139 modelos tomados en cuenta (referirse a Mooney *et al.*, 1998 para observar la ubicación de los experimentos).

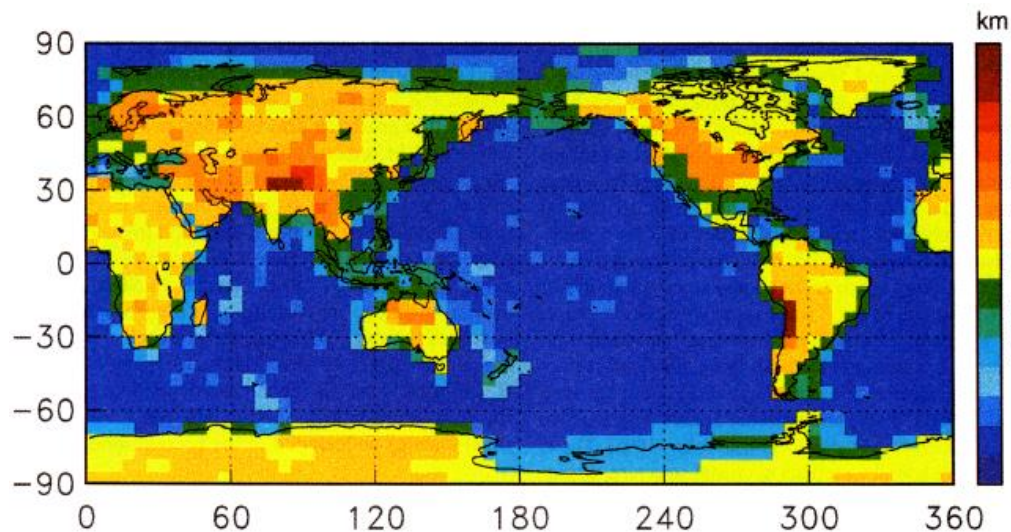


Figura 1.3. Modelo global de espesores corticales CRUST 5.1 (Tomado de Mooney *et al.*, 1998).

Posteriormente se realizaron otros experimentos en el país: en el Escudo de Guayana (ECOGUAY; Schmitz *et al.*, 2002), en la Cuenca Oriental (ECCO; Schmitz *et al.*, 2005), en el Mar Caribe frente a las costas venezolanas (Mar y Tierra; Guedez, 2003) y en la zona de interacción de las placas Caribe y Suramérica al norte del país (BOLIVAR y GEODINOS; Schmitz *et al.*, 2008) (Figura 1.4), enfocados a la investigación de la discontinuidad de Moho.

Los proyectos mencionados anteriormente emplearon como fuente de energía cañones de aire comprimido para los perfiles marinos y disparos con cargas de explosivos para los perfiles terrestres distribuidos de manera lineal entre longitudes

de 180 y 320 km. En el caso del proyecto ECOGUAY, fueron usadas detonaciones mineras.

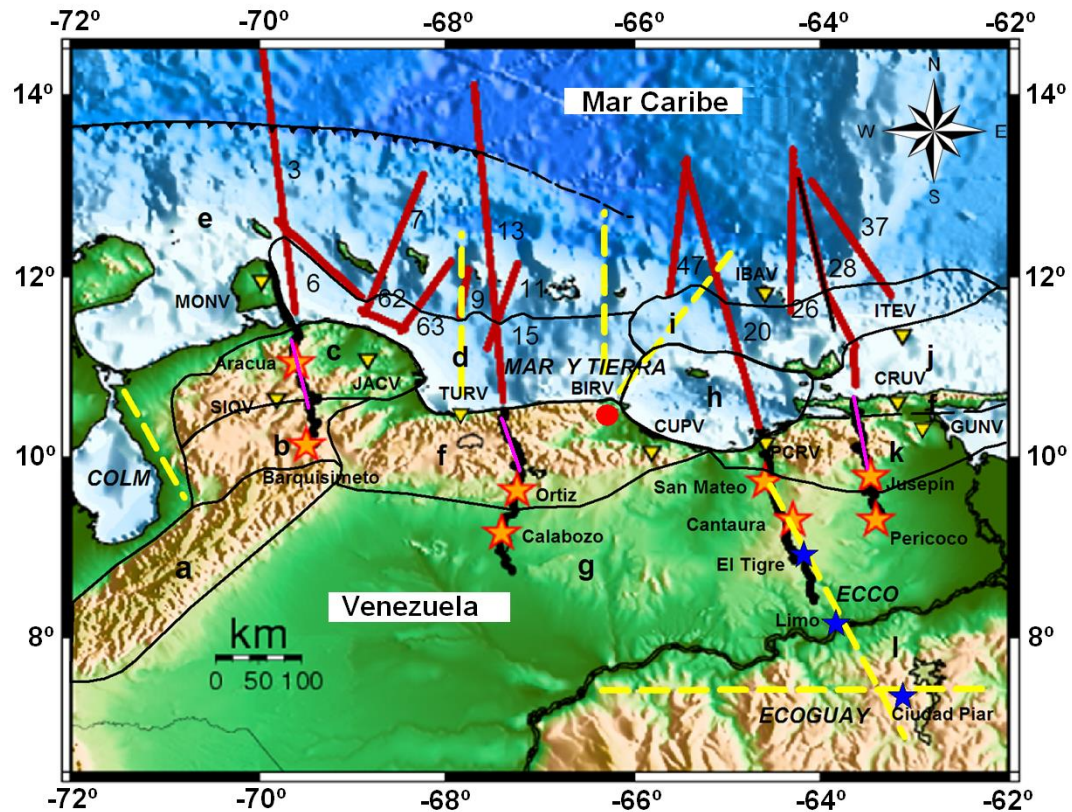


Figura 1.4. Perfiles sísmicos profundos realizados en Venezuela entre los años 1985 y 2004. Las líneas rojas representan las líneas de disparo de cañones de aire, los triángulos invertidos las estaciones de la Red Sismología de Venezuela y las líneas negras las líneas de registro del proyecto BOLIVAR y GEODINOS; las líneas amarillas y estrellas azules representan los experimentos: COLM, MAR Y TIERRA, ECOGUAY y ECCO. Unidades tectónicas simplificadas según Stephan, 1985, y Ysaccis *et al.*, 2000: a) Andes de Mérida, b) Margen pasivo del Mesozoico y napas de Lara, c) Cuenca de Falcón, d) Cuenca de Bonaire y otras cuencas marinas menores, e) Cinturón Deformado Sur-Caribeño con la zona de subducción en el norte y Antillas de Sotavento en el sur (incluyendo Cuenca de Aruba-Curaçao), f) Napas Caribeñas y cinturón deformado de la Cordillera de la Costa, g) Cuenca Oriental de Venezuela, sub-dividida en Cuenca de Guárico en el oeste y Cuenca de Maturín en el este, h) Cuenca de Tuy – Cariaco, i) Cuenca de Blanquilla; j) Cuenca de Carúpano, k) Serranía del Interior, l) Escudo de Guayana, m) Alto de Aves (Tomado de Schmitz *et al.*, 2008).

De la recopilación de los estudios de refracción profunda en Venezuela se generó un mapa de espesor cortical (Figura 1.5), en el cual se destaca el adelgazamiento cortical al noroeste del Estado Falcón, la variación de espesores al norte de la costa venezolana y el aumento de espesores al oriente y sur del país (Schmitz *et al.*, 2008).

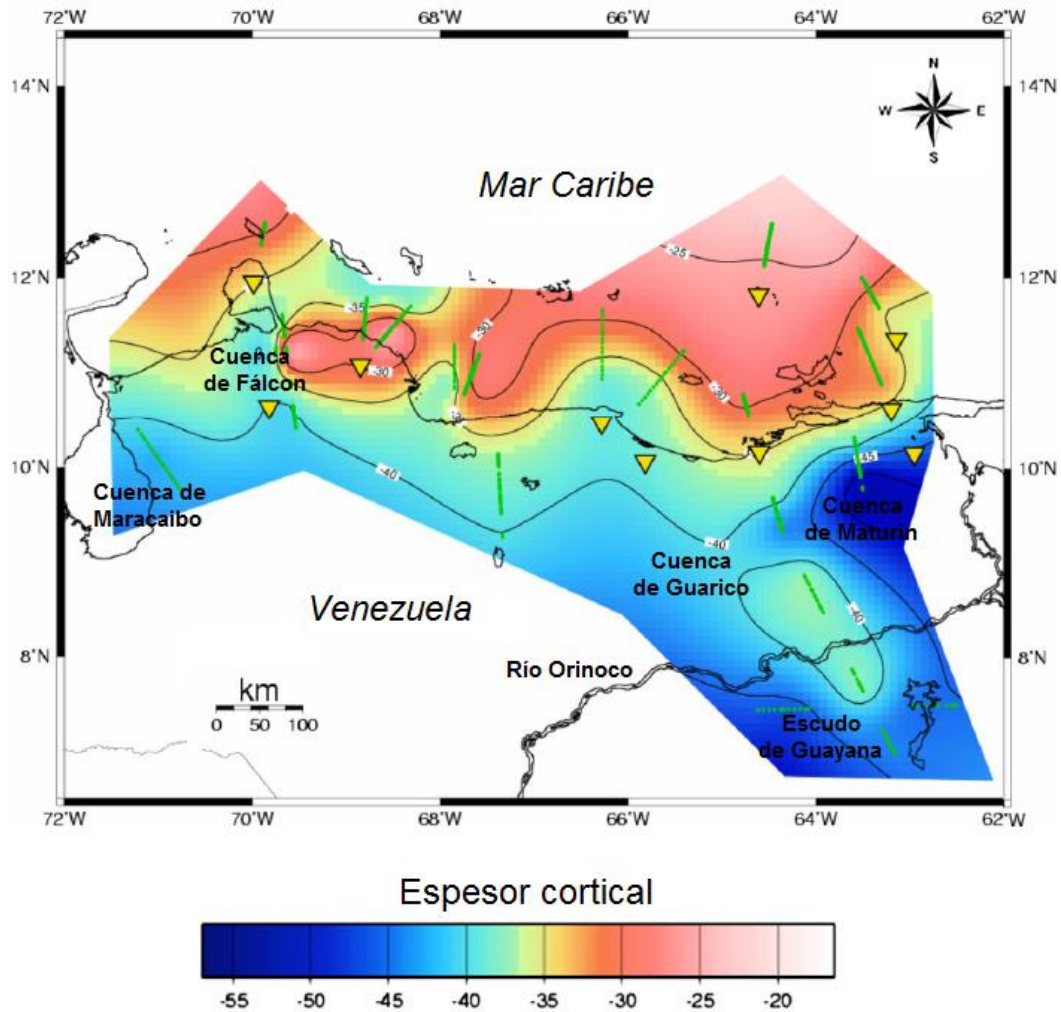


Figura 1.5. Mapa del espesor cortical en el norte de Venezuela basado en la recopilación de los datos sísmicos de gran ángulo. Las líneas color verde indica la cobertura de los perfiles que modelaron con la reflexión Moho (Modificado de Schmitz *et al.*, 2008).

Para el área en estudio, el trabajo más relevante es el realizado por Bezada (2005), el cual formó parte de los proyecto BOLIVAR y GEODINOS. El mapa de profundidad de Moho resultante de su interpretación de la sísmica del perfil 70°O, complementado con los datos provenientes del proyecto COLM (reinterpretado por Guedez, 2003) puntualiza una profundidad de Moho de 40 km al sur de Barquisimeto. De igual forma, resalta el adelgazamiento cortical al noroeste de Falcón, identificado inicialmente por Rodríguez y Sousa (2003) a partir de la integración de estudios geológicos- geofísicos. Igualmente, los autores estimaron una profundidad mínima de moho en la población de Churuguara de 20 km.

Por otra parte, Linares *et al.* (2014) con base en mediciones de campos geopotenciales, obtuvieron un mapa regional a escala 1:400.000 de profundidades del basamento cristalino de la Cuenca de Falcón, el cual abarca la parte norte del perfil en estudio. Estos mismos autores estiman que la profundidad promedio del basamento cristalino es de 5,5 km al norte.

Dentro del marco del proyecto GIAME, el trabajo realizado por Ramírez (2014), planteó como uno de sus objetivos la estimación de profundidades de las principales estructuras geológicas mediante el análisis espectral de mapas gravimétricos y magnéticos. En los espectros de potencia (Figura 1.6) determinaron una profundidad promedio para la discontinuidad de Moho de 30 km y Conrad a 20 km. Así mismo, en conjunto con los resultados del análisis de Euler y Werner para las Napas de Lara confirma que la profundidad de su basamento varía entre los 8 - 12 km.

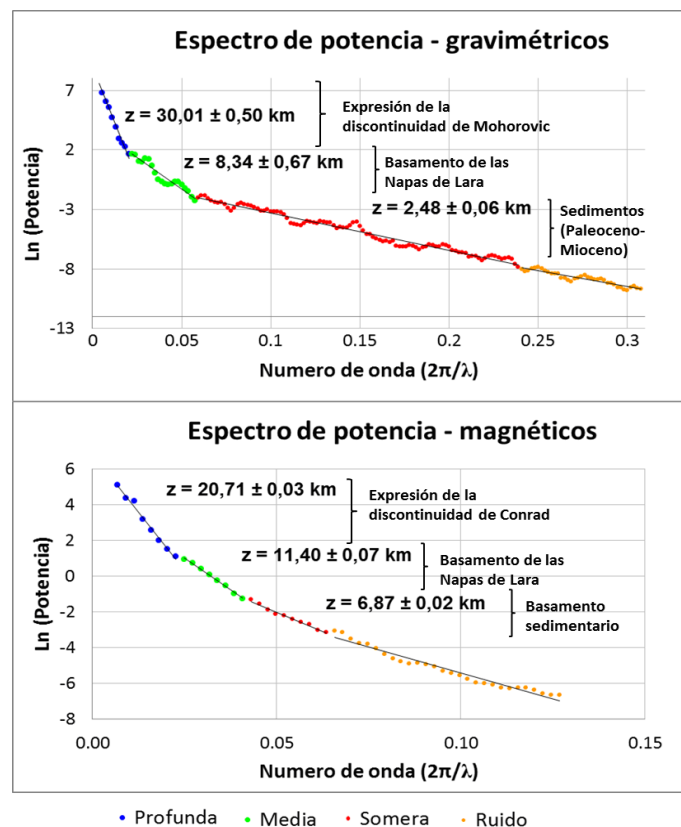


Figura 1.6. Análisis espectral gravimétrico y magnético (Modificado de Ramírez, 2014).

Finalmente, el trabajo de Ávila (2014) consistió en determinar una geometría optima (arreglo fuente-receptor) para el proyecto GIAME, estableciendo las

coberturas por disparo para los diferentes perfiles a fin de obtener los resultados más óptimos posibles. Las velocidades usadas para generar su modelo (Anexo 1) fueron calculadas por la relación de velocidad-densidad de Nafe y Drake (Ludwig *et al.* 1970), a partir de las densidades de las estructuras presentes en el modelo gravimétrico 3D de Sánchez *et al.* (2010). El modelo planteado por este autor se muestra a continuación.

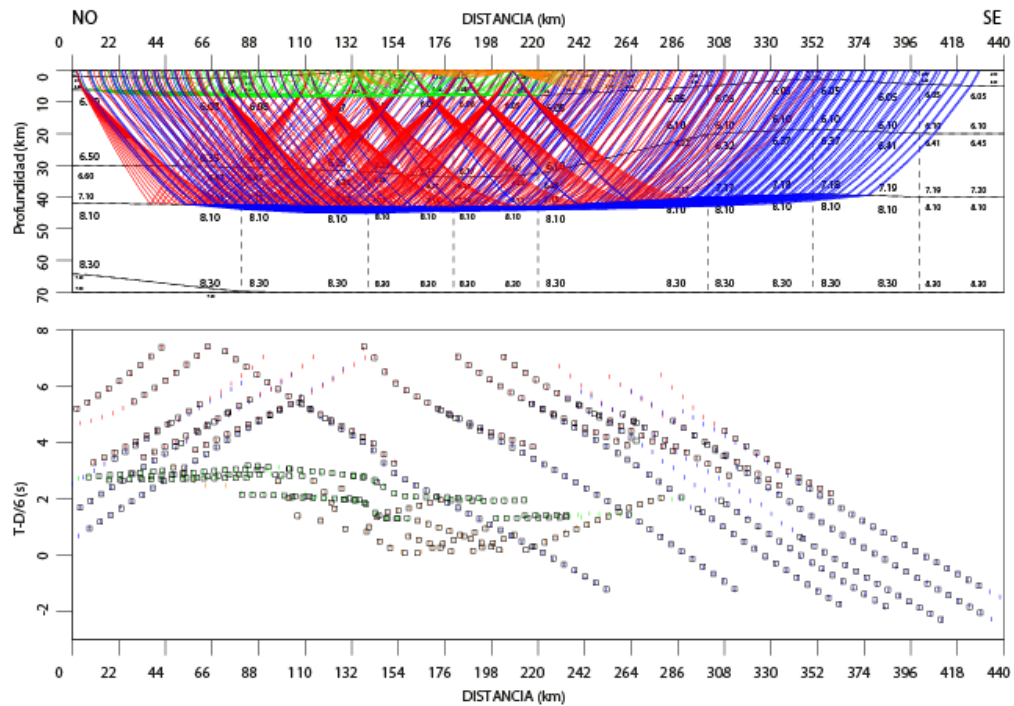


Figura 1.7. Modelo de trazado de rayos del Perfil Andes Norte segmento Capatárida-Cabudare (Modificado de Ávila, 2014).

## CAPÍTULO 2

### MARCO GEOLÓGICO

#### 2.1 Placa Caribe

La Placa Caribe se encuentra limitada por márgenes activos. El límite Norte está dominado por sistemas de movimiento lateral sinistral (Bellizzia, 1985) desde el Guatemala, a través del Surco de Caimán hasta el norte de las Antillas Mayores. En cuanto al límite sur, este se ubica desde la costa de Centro América hasta las Antillas menores y está limitado por una zona de 100 a 200 km de extensión, paralelo a la costa de Venezuela, que muestra deformación activa como consecuencia de la colisión con la Placa Suramérica (Audemard y Audemard., 2002), de igual forma, Pindell y Barret (1990) describen que este límite comprende de una zona compleja de corrimientos, movimiento transcurrente y rifting. Los límites este y oeste representan sistemas de convergencia relacionados a arcos magmáticos (el Istmo de Centro América y las Antillas Menores) por fallas strike-slip sinestrales y dextrales (Giunta *et al.*, 2002).

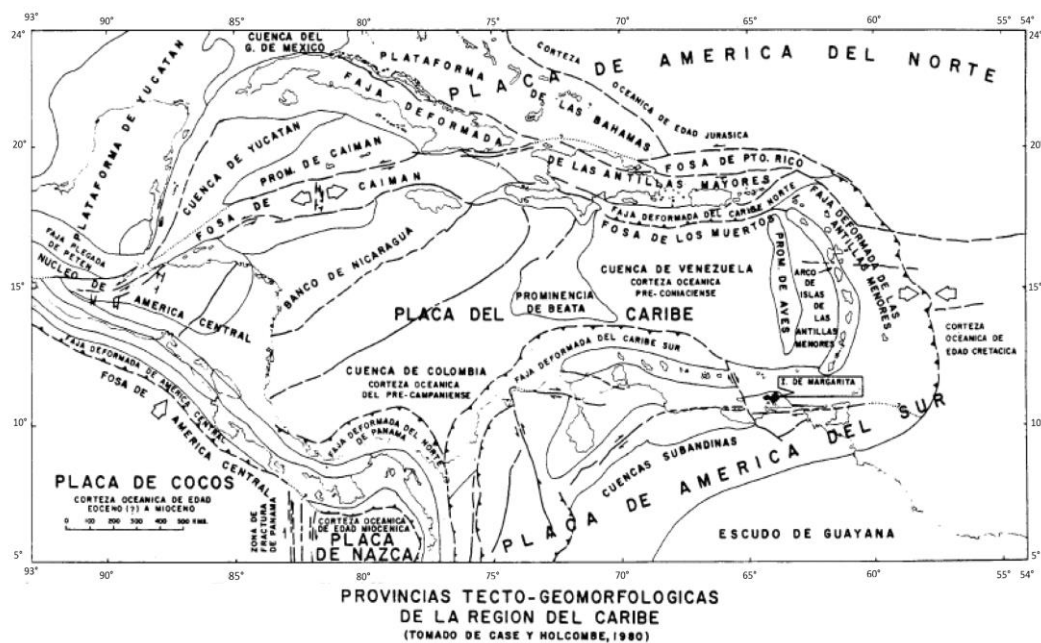


Figura 2.1. Límites de la región Caribe (Tomado de Pindell y Barret, 1990).

El borde de las placas Caribe – Suramérica en el Cenozoico, ha sido interpretado como un borde transcurrente dextral, donde la Falla de Oca y la Falla de San

Sebastián son interpretadas como una misma falla continua a lo largo del margen norte de Venezuela (Stainforth, 1969; Molnar y Sykes, 1969; y Silver 1975, en Muessig 1984). Asimismo, para Giraldo y Audemard (1997) estas fallas son el resultado del mecanismo de subducción y colisión oblicua imperante durante el Terciario y previo al Mioceno medio en el margen sur de la Placa Caribe, y que también generó estructuras de acortamiento con vergencia SSE preponderante; mecanismo que sigue aún activo hoy en día.

El origen de la Placa Caribe se agrupan fundamentalmente en dos tendencias, la primera llamado Modelo Pacífico (Figura 2.2a), este propone la formación de la Placa Caribe en el océano Pacífico, en el Mesozoico Superior, justamente en el punto caliente de los Galápagos, la cual posteriormente se desplazó por deriva continental hasta su posición actual. Hoy por hoy un origen en el punto caliente de los Galápagos está descartado, ya que implicaría un desplazamiento de la Placa Caribe de más de 400 km (Meschede y Frisch, 1998), por lo cual Pindell y Kennan (2001) plantean un origen para el Caribe basándose en la teoría del Pacífico, no obstante, tomando en consideración una posición más cercana a las dos Américas; y otro grupo que propone un modelo de formación entre las Américas, llamado también Modelo In Situ, formulado por Meschede y Frisch (1998) y en el mismo sugiere la formación de la Placa Caribe por medio de la extensión entre las dos Américas (Figura 2.2b).

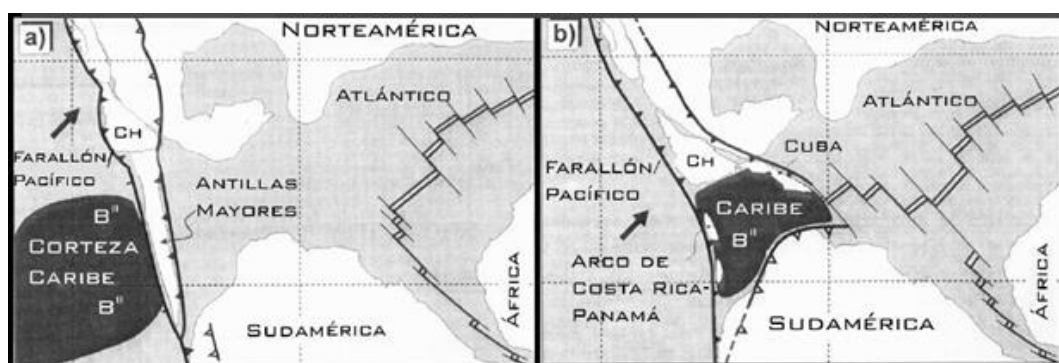


Figura 2.2. Principales modelos de la evolución de la Placa Caribe a) Modelo Pacífico y b) Modelo intra – Americano (Modificado de Meschede y Frisch, 1998).

Ambos modelos comienzan su descripción a partir del Jurásico, momento en el cual se produce el rompimiento de Pangea y la posterior separación de Norteamérica y Suramérica (Pindell *et al.*, 1988).

## 2.2 Geodinámica noroccidental de Venezuela

El área occidental de Venezuela muestra un contexto geodinámico más complejo que la región norcentral, esto se relaciona a la interacción entre las placas Caribe, Suramérica y Nazca e igualmente con otros bloques continentales de menores dimensiones entrampados entre las placas antes indicadas (Audemard, 2002) (Figura 2.3), a principios del Paleoceno que deformó el margen pasivo que se encontraba en el borde norte de Venezuela (Requena y Turienzo, 2014). Entre los bloques de menores dimensiones resalta el Bloque de Maracaibo. Este bloque al igual que el Bloque de Bonaire, están siendo expulsados hacia el NNE con respecto a Suramérica, induciendo que sobrecorran la Placa Caribe al norte de las Antillas Holandesas de sotavento.

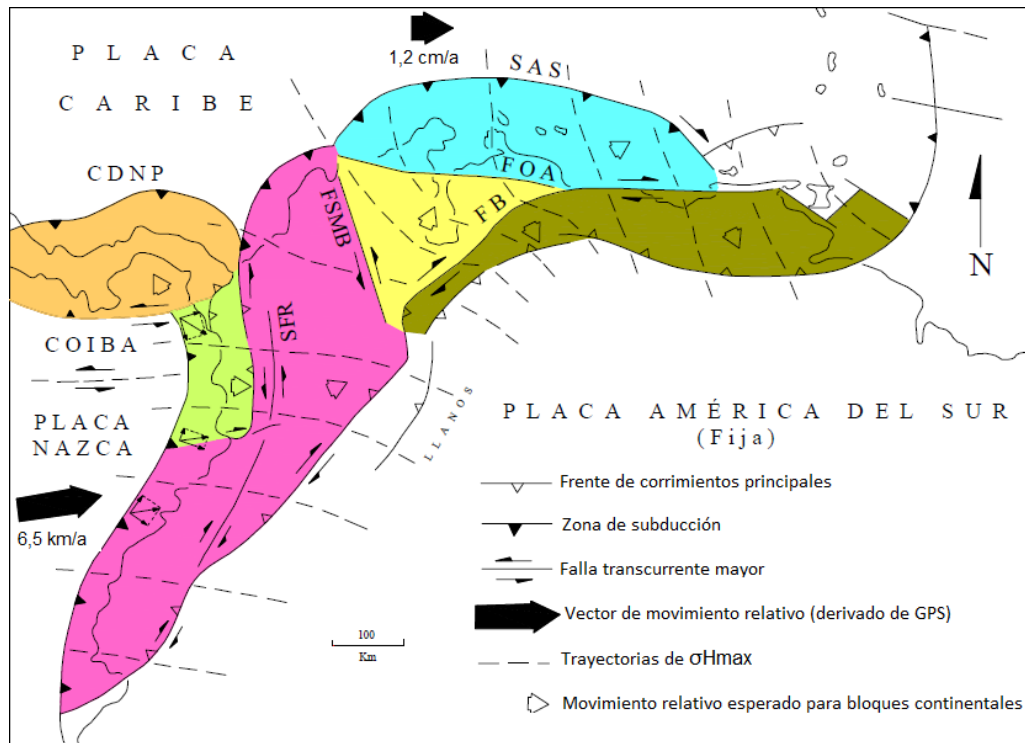


Figura 2.3. Marco geodinámico del norte de Suramérica (Tomado de Audemard, 2002). Abreviaciones: FB- falla dextral de Boconó; FOA-falla dextral de Oca-Ancón; FSMB-falla sinistral de Santa Marta-Bucaramanga; SFR-falla de Romeral-Cauca; SAS-Antillas Holandesas de sotavento. Bloques: amarillo-Bloque de Maracaibo y azul-Bloque de Bonaire.

En esta región, los principales rasgos estructurales que hoy en día se identifican, fueron generados como consecuencia de la interacción antes mencionada ocurrida entre el periodo Jurásico y el presente (Requena y Turienzo, 2014). Se destacan

estructuras como la Cuenca Falcón (atravesando el centro de esta cuenca, el sistema de fallas de Oca-Ancón), Las Napas de Lara, el sistema de fallas de Boconó y Los Andes de Mérida. También se encuentran surcos y cuencas de menor dimensión (Figura 2.4).

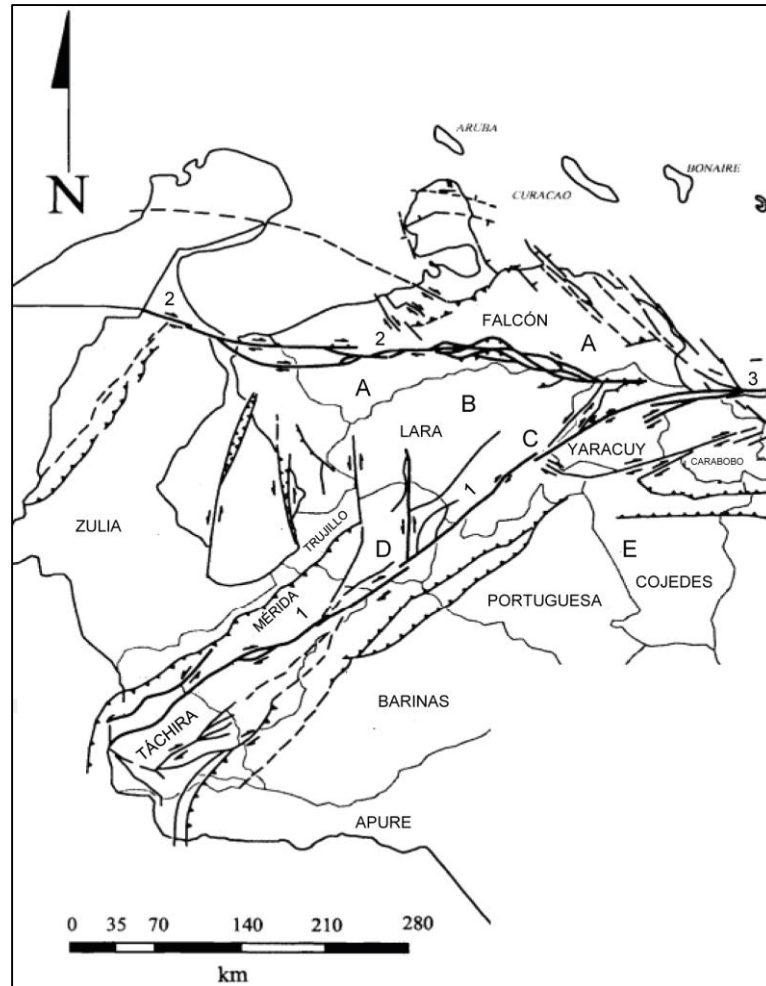


Figura 2.4. Mapa de Fallas Cuaternarias y toponimia de Venezuela (Modificado de Audemard *et al.*, 2005). A=Cuenca de Falcón; B=Napas de Lara; C=Cuenca de Cabudare; D=Andes de Mérida; E=Subcuenca de Guarumen. 1=Falla de Boconó; 2=Falla Oca-Ancón; 3=Falla San Sebastián.

### 2.2.1 Napas de Lara y Surco de Barquisimeto

Stephan (1985) define a Las Napas de Lara como un cuerpo alóctono emplazado sobre el continente durante el Paleoceno por efecto de la colisión del arco de islas con la Placa Suramericana, constituido principalmente por corteza oceánica y

formaciones sedimentarias de edad Cretácico y Cenozoico que presentan un bajo grado de metamorfismo.

En la región de Barquisimeto se encuentran emplazadas masas alóctonas dentro de una secuencia de sedimentos más jóvenes (Renz *et al.*, 1955). Este se formó como consecuencia temprana y directa del emplazamiento de las napas antes mencionadas. La relación caótica entre las unidades cretácicas de la región y las formaciones del Paleoceno-Eoceno definen al Surco de Barquisimeto (Figura 2.5), donde Bellizzia y Rodríguez (1967) describen el origen del Surco de Barquisimeto bajo la teoría de deslizamientos submarinos causados por desplazamientos verticales en los bordes del surco, trasladándose las masas y bloques de gravedad hacia el centro del mismo.

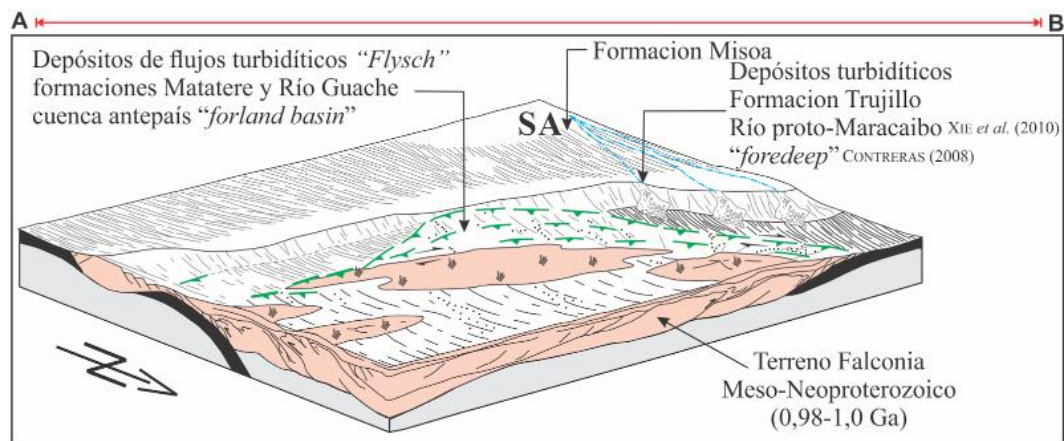


Figura 2.5. Esquema de emplazamiento de las Napas de Lara durante el Paleoceno a Eoceno medio (60-40 Ma) al iniciarse los procesos compresivos por efecto del avance progresivo hacia el SE del Gran Arco del Caribe (Tomado de Baquero *et al.*, 2014).  
Abreviaciones: V1: Gran Arco Caribeño (Cretácico Tardío), V2: Arcos de América Central (Cretácico Tardío-Paleoceno, V3: Arcos magmáticos continental (Paleoceno-Eoceno temprano).

Por su parte, Stephan (1982) utilizó el termino (Complejo tectono-Sedimentario de Lara” para nombrar la secuencia sedimentaria de edad Paleógena (Formación Matatere), comprendida entre el corrimiento de Carora-El Tocuyo y las rocas sedimentarias de edad Mioceno al norte del estado Falcón. El término se propuso para reemplazar el de “Surco de Barquisimeto”, que sugiere la presencia de una fosa y un carácter autóctono. Entonces, este complejo se presenta cubriendo tectónicamente las unidades cretácicas alóctonas, el cual adquiere su estructura

durante el apilamiento progresivo de las Napas hacia el sureste durante en Paleógeno-Eoceno (Stephan *et al.*, 1987).

El emplazamiento de las Napas de Lara cesa durante el Eoceno, y comienza la subducción de ángulo bajo de la Placa del Caribe por debajo de Sudamérica, la cual provoca una liberación de esfuerzos que conlleva a la creación de la Cuenca de Falcón.

### **2.2.2 Cuenca de Falcón**

La Cuenca de Falcón es una depresión que abarca la mayoría del estado y se ubica en la región noroccidental de Venezuela. Limita en su extremo sur por el Alto del Cerro Misión (Alto de Barquisimeto) y al norte por el Alto de Paraguaná. En su extremo occidental, esta cuenca se hace somera hacia la plataforma de Maracaibo y se extiende hacia la Cuenca de Bonaire en su extremo oriental (Muessig, 1984).

Esta cuenca tuvo origen durante el Eoceno Tardío-Oligoceno. En el Oligoceno y Mioceno Temprano, la cuenca era una depresión estructural y sedimentaria relativamente pequeña, estrecha y orientada en una dirección este-oeste (Wheeler, 1963), siendo principalmente una cuenca marina rodeada por zonas emergidas, excepto hacia el este y parcialmente al norte (Audemard, 1997). El relleno de la Cuenca de Falcón según González de Juana *et al.* (1980) representa una sedimentación para-autóctona desarrollada sobre un alóctono emplazado en el borde septentrional de la plataforma epicontinental, cercana al extremo noreste de Los Andes Venezolanos.

A partir del Mioceno Medio comenzó el efecto del levantamiento de los andes sobre la Cuenca de Falcón, inversión tectónica que afectó a las estructuras transtensionales de Falcón, en forma progresiva desde el suroeste hacia el noreste, causando el avance de la línea de costa y el cierre progresivo de la cuenca en este sentido, generándose el anticlinorio de Falcón (Muessig, 1984; Audemard, 1995; Porras, 2000).

Boesi y Goddard (1991) le otorga a la Cuenca de Falcón una forma elongada, cuyo eje presenta una orientación este-noreste, con una abertura hacia el noreste y de

bordes escarpados presentando un sector angosto en el área central el cual se aprecia en la Figura 2.6a, entre las poblaciones de San Luis y Churuguara. Esta forma particular de la cuenca determinó la sedimentación de las unidades durante el Oligoceno-Mioceno, Figura 2.6b. Las intrusiones ígneas y submarinas de flujos basálticos se encuentran en la parte más profunda de la cuenca, en surcos subsidiando. En el mismo orden de ideas, estos autores mejoran el modelo propuesto por Wheeler (1963) y González de Juana *et al.* (1980), el cual se muestra en la Figura 2.6c, en el cual consideran la presencia de zonas positivas como Paraguaná y las Antillas holandesas y de zonas deprimidas, correspondientes al Surco de Urumaco y las cuencas entre las islas, y plantean la incorporación al norte de la cuenca de estructuras tipo horst y grábenes.

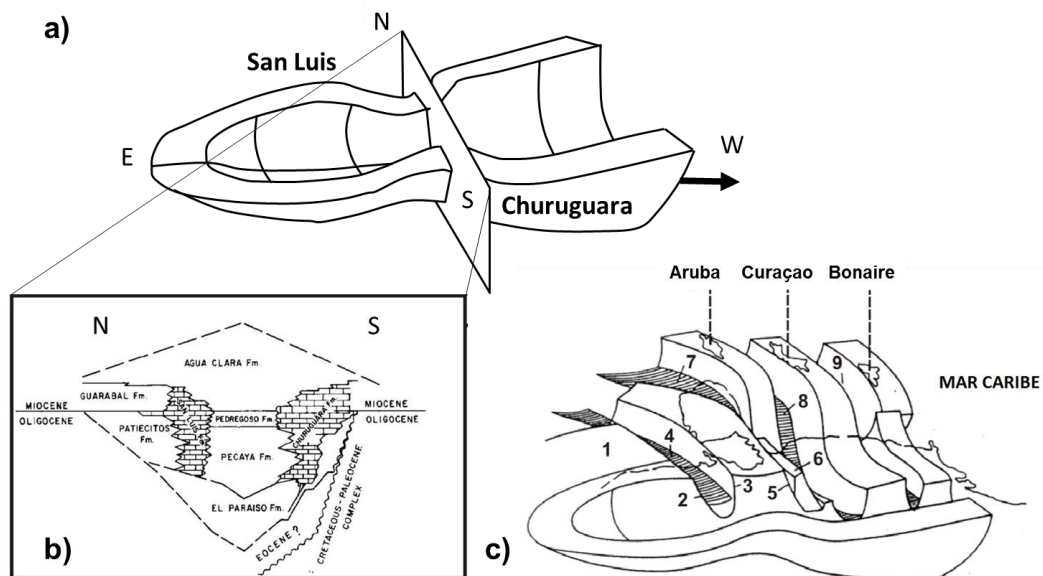


Figura 2.6. Diagrama esquemático de la Cuenca de Falcón (a), su estratigrafía en un corte N-S entre los pueblos de San Luis y Churuguara (b) y un modelo conceptual actualizado de esta cuenca (c) (Modificado de Boesi y Goddard, 1991).

Audemard (1995) plantea que tal sedimentación se vio restringida al flanco norte de anticlinorio de Falcón por una fase compresiva, durante el proceso de inversión en el Mioceno Medio al Superior, que duro al menos hasta el Pleistoceno temprano, causando la migración de los depocentros hacia el norte.

El origen de la cuenca se plantea alrededor de dos modelos, dentro de un contexto tectónico regional que involucra el límite de placas Caribe-Suramérica. Estos se resumen a lo siguiente:

- Cuenca Pull-Apart (de tracción)

Muessig (1984), señala que el Arco de Islas de Sotavento, la Cuenca de Falcón y su extensión en la Fosa de Bonaire se formaron durante el Eoceno Tardío al Oligoceno, en una zona tipo "Pull-Apart", debido al movimiento de falla transcurrentes dextrales de rumbo E-O. Las cuencas formadas, son de forma romboidal rodeadas por fallas normales (Figura 2.7). Este modelo es apoyado por Macellari (1995) quien afirma que la cuenca evolucionó a partir de deslizamientos laterales durante el Eoceno. Sin embargo, las intrusiones volcánicas se encuentran casi paralelas a la orientación de las fallas formadoras de la cuenca, por lo que este modelo carece de sentido, puesto que si los modelos pull-apart se genera con transcurrancia en dirección E-O el graben debe estar ubicado en dirección N-S, caso contrario a lo que ocurre en la Cuenca de Falcón.

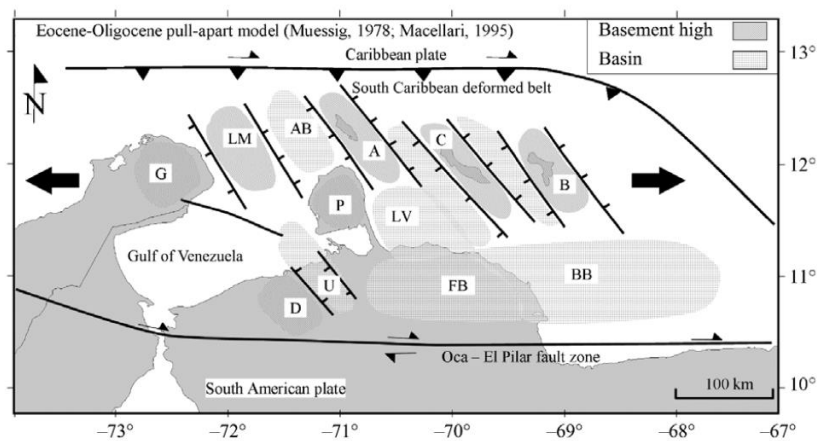


Figura 2.7. Modelo Pull-Apart para la región de Falcón y Bonaire, al noroccidente de Venezuela, ilustrando la distribución de los altos y subcuencas del Eoceno-Oligoceno (Modificado de Muessig, 1984, en Gorney *et al.*, 2007). Abreviaciones: A=Aruba; AB=Cuenca de Aruba; B=Bonaire; BB=Cuenca de Bonaire; C=Curaçao; D=Alto de Dabajuro; FB=Cuenca de Falcón; G=Península de la Guajira; LM=Islas Los Monjes; LV=Ensenada de La Vela; P=Península de Paraguaná; U=Surco de Urumaco.

- Apertura extensional de una cuenca retro arco (back-arc)

Este modelo es apoyado por varios autores (Audemard, 1993, 1998, Mann, 1999; Porras, 2000 citados en Gorney *et al.*, 2007), propone que las cuencas de Falcón-Bonaire tienen apertura gracias al mismo régimen extensivo que abre la Cuenca de Grenada, siendo estas una cuenca retro-arco continua durante el Cretácico tardío asociada al gran arco del Caribe. Este modelo (cuenca retro-arco) se sustenta con base en datos gravimétricos y en los estudios sísmicos de Bezada (2005). Además,

Grande (2009) explica que la alineación volcánica en la cuenca podría reforzar los modelos de colapso orogénico de un supuesto retro-arco desarrollado en la zona, y luego invertido a modo de orógeno de flotación (Porras, 2000). Este se muestra en la Figura 2.8, las normales de rumbo este-oeste controlan la apertura inicial de la cuenca de norte a sur durante el Eoceno-Oligoceno, mientras que el alto de las Antillas de Sotavento sigue siendo un alto de agua somera o emergente estable, flanqueando la cuenca hacia el norte.

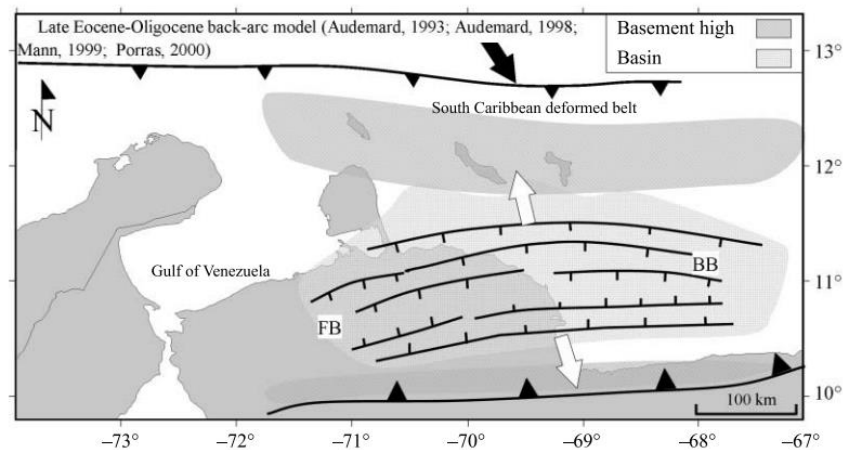


Figura 2.8. Modelo contrastante para el modelo de apertura de cuenca retro-arco Paleoceno-Eoceno para las cuencas de Falcón y Bonaire occidental (Modificado de Porras, 2000, en Gorney *et al.*, 2007). Abreviaciones: BB=Cuenca de Bonaire; FB=Cuenca de Falcón.

### 2.2.3 Surco de Urumaco

El Surco de Urumaco se ubica entre la Plataforma de Dabajuro, al oeste, y el Alto de Paraguaná, al este (González de Juana *et al.*, 1980) (Figura 2.9). Esta depresión aparentemente comunicó el Canal Falconiano con el Golfo de Venezuela. Para Quiroz y Jaramillo (2010) es una de las depresiones que se desarrollaron al noroeste de la Cuenca de Falcón por la interacción de las placas Caribe y Suramérica en el Paleógeno.



Figura 2.9. Estructuras y fallas en el occidente de Falcón (Modificado de Almarza, 1998).

Estos autores, indican que la actividad tectónica ocurrida a medida que ocurría la sedimentación se evidencia por los rápidos cambios de las facies sedimentarias y por las delgadas secuencias del Mioceno, tales como la Formación Urumaco (Mioceno tardío) y por encima de esta la Formación Codore (Mioceno tardío-Plioceno).

### 2.2.4 Cuenca de Cabudare

La cuenca de tracción de Cabudare que proponen Giraldo y Audemard (1997), se ubica en la terminación septentrional de los andes merideños y está asociada a la falla activa dextral de Boconó. Tal asociación se debe a que se encuentra limitada en sus bordes, norte y sur, por dos ramales subparalelos de la Falla de Boconó (Figura 2.10).

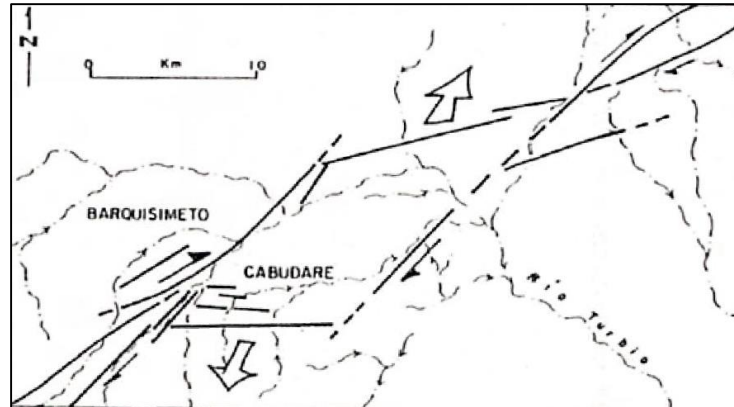


Figura 2.10. Síntesis tectónica de la Cuenca de Cabudare (Tomado de Giraldo y Audemard, 1997).

La depresión de Cabudare, está rodeada de rocas mesozoicas, pertenecientes al alóctono Caribe. Tiene unos 15 km de largo en dirección NE-SO y puede alcanzar transversalmente los 10 km (Giraldo y Audemard, 1997). Su edad sería básicamente Plio-Pleistocena, al igual que su relleno sedimentario. Para estos autores, las deformaciones tectónicas que afectan el relleno sedimentario de la cuenca, indica un régimen distensivo, contemporáneo a las deformaciones compresivas identificadas a las afuera de la Cuenca de Cabudare.

### 2.2.5 Andes de Mérida

Los Andes de Mérida es una cadena montañosa que posee una orientación N45E, presentándose en esta una elevación máxima en el orden de 5000 msnm. Desde los estudios de Gansser en 1973, se discute que la cordillera de Los Andes Venezolanos es diferente a la cordillera que se desarrolla al oriente de Los Andes Colombianos. De acuerdo con este planteamiento, Audemard (2003) indica que no existe una relación genética entre ambas cordilleras, donde Audemard y Audemard (2002) explican que la carencia de relación entre estas se debe a que el levantamiento de Los Andes de Mérida no se generó directamente por la interacción de la Placa Suramericana con otro arco o dominios oceánicos, y que las cadenas se separan por la terminación sur de la falla de Santa Marta-Bucaramanga y por el macizo de Santander (Figura 2.11).

Veloza *et al.*, (2012) mencionan que en la región del Bloque de Maracaibo, los Andes de Mérida no representan un típico margen convergente de tipo andino pues

no hay actividad volcánica o sismos profundos, y la localización y extensión de la placa en subducción sigue siendo incierta.

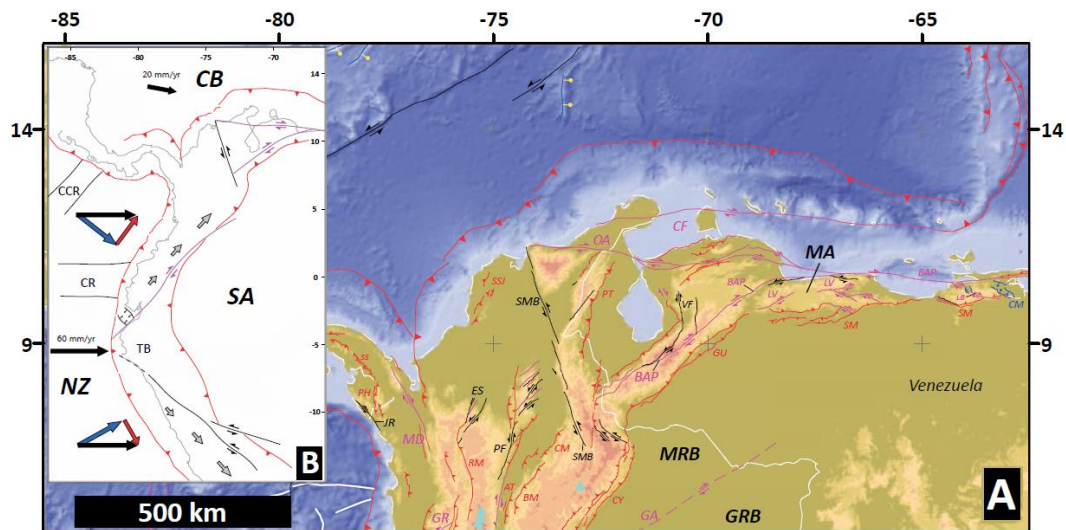


Figura 2.11. Ubicación del extremo norte de la cadena Andina (Tomado de Veloza *et al.*, 2012).

El levantamiento de estos Andes, inicia durante el Mioceno medio entre la interacción de la placa Suramericana y la Placa Caribe (Yoris y Ostos, 1997). Audemard y Audemard (2002) adicionan, a este levantamiento, la contribución de la interacción entre la Placa Nazca y la Placa Caribe. Audemard (2003) indica que la generación de la Cuenca Barinas-Apure y su separación de la Cuenca de Maracaibo, se producen durante el Mioceno superior.

Por su parte, Schubert (1983) establece que el levantamiento de Los Andes de Mérida se ve acelerado durante el Plio-Cuaternario como consecuencia de la convergencia oblicua relativa entre el bloque triangular de Maracaibo en dirección ONO y la Placa Suramericana en dirección ESE. Como respuesta a esta transpresión son los actuales Andes de Mérida (Audemard y Audemard, 2002).

El origen y formación de los Andes Venezolanos, en cuanto al marco tectónico se refiere, desde 1950 se han propuesto diversos modelos que, en general, se basan en la simetría o asimetría de la cadena andina. En cualquiera de los casos, el principal accidente tectónico de Los Andes venezolanos es la Falla de Boconó. Estos modelos se observan en la Figura 2.12, en el cual Monod *et al.* (2010) esquematiza tres modelos asimétricos y dos simétricos.

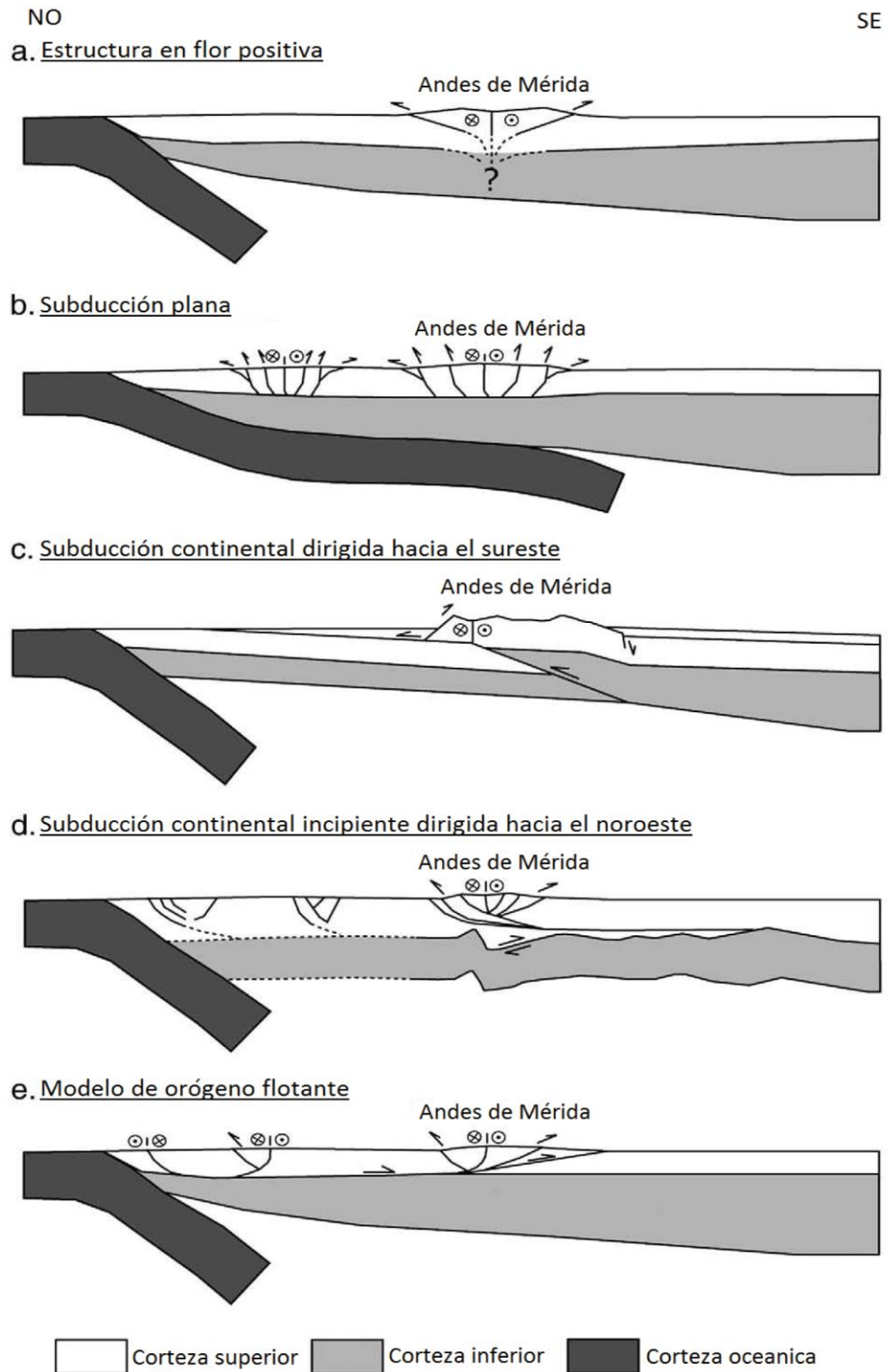


Figura 2.12. Diagramas esquemáticos (no a escala) que ilustran los diversos modelos de evolución que se han propuesto para la estructura de los Andes venezolanos. Los modelos son propuestos por: (a) González de Juana, (1952), Rod (1956), Stephan (1985); (b) Duerto *et al.* (2006); (c) Kellogg y Bonini (1982); De Toni y Kellogg (1993), Sánchez *et al.* (1994), Colletta *et al.* (1997); (d) Chacín *et al.* (2005); (e) Audemard (1991), Yoris y Ostos (1997), y Audemard Audemard (2002), Cediél *et al.* (2003) (Tomado de Monod *et al.*, 2010).

Si la cadena montañosa es simétrica, podría haberse formado como estructura de flor positiva o como resultado a una subducción de bajo ángulo. Si el orógeno es asimétrico, entonces podría haberse formado en respuesta a una subducción continental ya sea en sentido NO o SE.

El modelo que considera algunas características de los modelos antes mencionado es el propuesto por Yoris y Ostos (1997), Audemard y Audemard (2002) y Cediel *et al.* (2003) (Figura 2.12e) quienes plantean un modelo basado en el concepto de orógeno flotante (Figura 2.13)

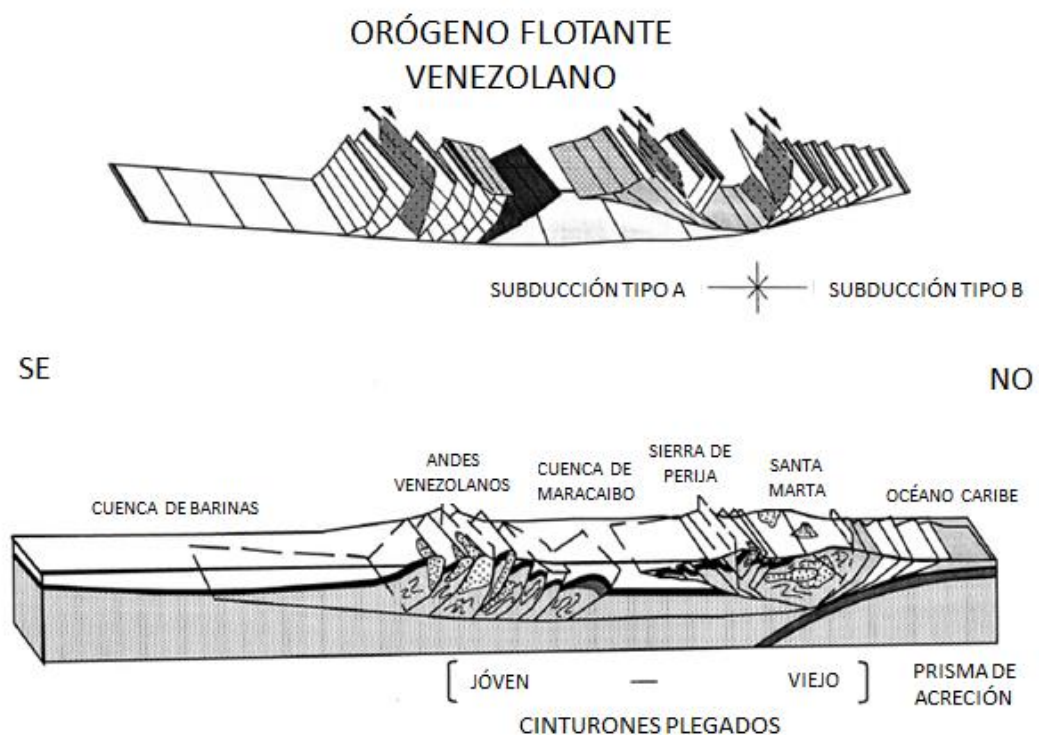


Figura 2.13. Los Andes de Mérida en relación con el modelo de Orógeno Flotante. Sección que comienza en el noroeste del Bloque de Santa Marte-Bucaramanga y termina en la cuenca de los llanos atravesando la sección sur de Los Andes de Mérida (Modificado de Audemard y Audemard, 2002).

Audemard y Audemard (2002), esquematizan que las fallas antepaís se fusionan en un desprendimiento cortical de gran escala, donde se encuentran ya sea en la discontinuidad corteza superior-corteza inferior o en la discontinuidad del Moho, por lo que la sección cortical del orógeno "flota" sobre la litosfera subyacente. Asimismo, interpretaron el comportamiento geodinámico de la zona mediante un modelo geológico-mecánico, el cual postuló que el Bloque Triangular de Maracaibo era un

orógeno flotante limitado por los sistemas de fallas Oca-Ancón, Santa Marta-Bucaramanga y Boconó; que la estructuración de Los Andes de Mérida estaba relacionada con una subducción incipiente tipo A; que existía una delaminación de la corteza de Maracaibo sobre el escudo sudamericano, donde la discontinuidad de Conrad actuaba como la principal superficie de despegue.

## 2.3 Sistema de fallas principales de la región noroccidental

### 2.3.1 Falla de Oca-Ancón

De acuerdo con Audemard (1993) el sistema de fallas lateral dextral, este-oeste, de Oca-Ancón se extiende 650 km desde Santa Marta (Colombia) hasta Boca de Aroa (costa este del estado Falcón) (Figura 2.14). Este sistema converge con el sistema de fallas principal del país Boconó-San Sebastián-El Pilar en la depresión de Golfo triste-Aroa. El referido autor le atribuye una velocidad de desplazamiento de 2 mm/a, basado en análisis paleosismológicos desde el Holoceno.

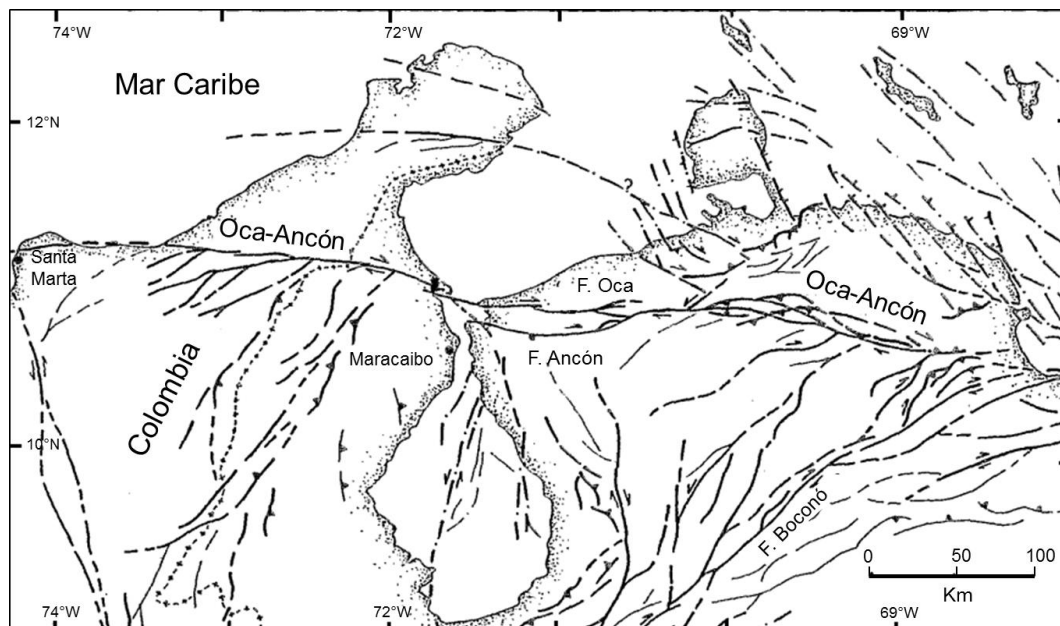


Figura 2.14. Mapa neotectónico del noroeste de Venezuela y Noreste de Colombia (Audemard, 1993).

El sistema de fallas Oca-Ancón, es descrita por Audemard *et al.* (2000) como la segunda característica tectónica del cinturón de deformación en el margen sur de la Placa Caribe, siendo el primero la falla de Boconó. Además, funciona como límite

norte del bloque triangular de Maracaibo. En su extremo oeste, conforma un sistema de falla conjugadas con forma de V con la falla de Santa Marta-Bucaramanga (Veloza *et al.*, 2012).

### 2.3.2 Falla de Boconó

La falla de Boconó es definida como un accidente transcurrente dextral con movimiento en el Terciario Superior. Su movimiento tuvo comienzo en el Oligoceno prolongándose hasta el presente (Audemard y Audemard, 2002). Forma parte del principal sistema de fallas sismogénicas del país (Boconó, San Sebastián y El Pilar), extremo suroccidental, siendo la más estudiada a nivel geológico de las tres zonas mayores de falla de Venezuela (Rod, 1956). Para Schubert y Henneberg (1975), se extiende por más de 400 km en el occidente venezolano, entre la depresión de Táchira (SO de Venezuela) y el área de Barquisimeto (centro-oeste de Venezuela), atravesando longitudinalmente a Los Andes de Mérida, sustentado por Audemard *et al.* (2000) quien alarga la longitud de la falla a 500 km (Figura 2.15). Soulas (1985) describe que el comportamiento de esta falla en el área de Los Andes de Mérida es rumbo-deslizante, mientras que el sector norte de la Falla de Boconó presenta una curvatura de unos 30° pasando a tener dirección aproximadamente E-W, al unirse con el sistema de fallas de Morón-San Sebastián-El Pilar, lo cual coincide con el movimiento relativo entre las placas Caribe y Suramérica (Casas-Sainz, 1992).

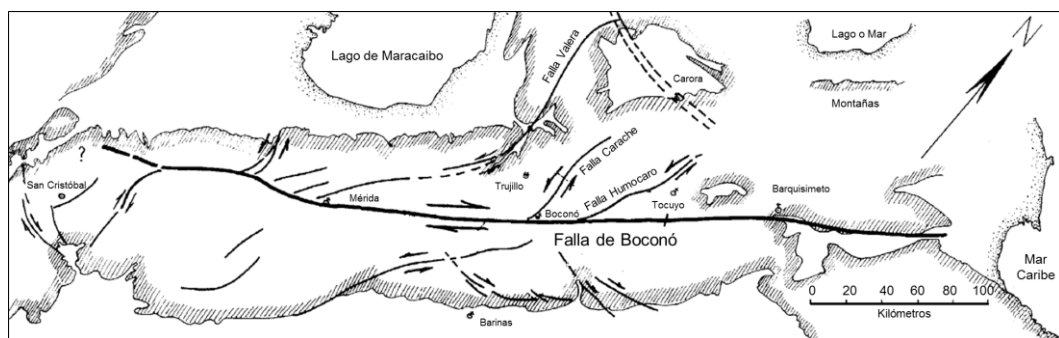


Figura 2.15. Falla de Boconó y estructuras asociadas (Rod, 1956).

Schubert y Henneberg (1975) resume los siguientes puntos acerca de la falla de Boconó que hasta la fecha se mantienen:

- 1) La falla está marcada por una fuerte expresión topográfica y en la mayoría de las áreas se expresa como un sistema de falla, en lugar de una única falla.
- 2) Se extiende por aproximadamente 425 kilómetros a lo largo de la parte central de, y paralela a los Andes Venezuela.
- 3) El movimiento a lo largo de la falla es sugerido por el contraste litológico a través de esta, o por el desplazamiento vertical en la misma formación.
- 4) El desplazamiento lateral-dextral se muestra por los efectos característicos del Pleistoceno.
- 5) La tendencia de la falla se compensa con fallas transversales en muchos lugares.
- 6) Su edad se comprende desde finales del cretáceo-a reciente, a pesar de que los mayores desplazamientos son posteriores al Eoceno.
- 7) En general, los plegamientos cercanos son paralelos a esta falla.
- 8) Terremotos recientes han ocurrido en las proximidades de la falla de Boconó en la mayor parte de su longitud.

La Falla de Boconó, es subdividida en 5 secciones con base en criterios geométricos, es decir, por la presencia de cuencas de tracción a lo largo de esta (cuencas Las González, Mucuchíes?, Cabudare, Yaracuy?, entre otras) (Audemard *et al.* 2000). Basado en evaluaciones paleosísmicas, Audemard (2014) respalda que esta falla no es un rasgo continuo desde el punto de vista tectónico.

## CAPÍTULO 3

### MARCO TEÓRICO

#### 3.1 Ondas sísmicas

Las deformaciones que se generan en el interior de la tierra se transmiten en forma de ondas sísmicas como paquetes de energía elástica en todas direcciones del espacio a partir del punto en que se generen. Estas se clasifican como ondas internas cuando se propagan por el interior de la tierra, y superficiales cuando la energía sísmica se propaga por la superficie libre de esta (Cantos, 1978). En palabras de Las ondas de interés en estudios corticales son las llamadas ondas internas. A continuación, se ilustran:

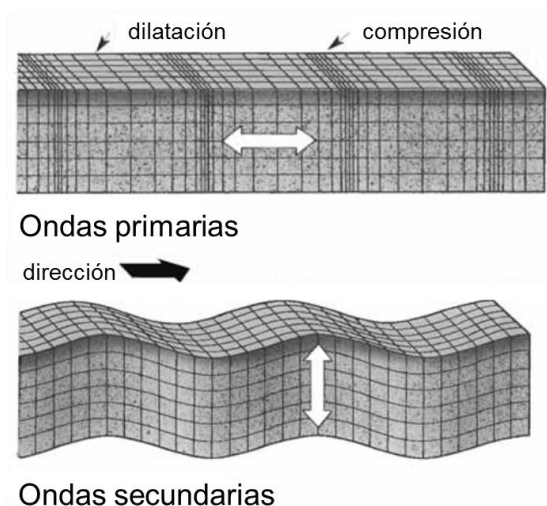


Figura 3.1. Desplazamiento de ondas corpóreas a través de un cuerpo (Modificado de Ettwein y Maslin, 2011).

Por su parte, Fowler (2005) considera que la propagación de las ondas corpóreas es similar a la de la luz: las ondas corpóreas se reflejan y transmiten en las interfaces donde la velocidad sísmica y/o cambio de densidad obedecen a la ley de Snell. Los dos tipos de ondas de cuerpo se definen de la siguiente manera:

- Ondas P: tienen un comportamiento que implica compresión y dilatación del material donde las partículas viajan en la misma dirección de la onda.
- . - Ondas S: las partículas oscilan en un plano vertical con respecto a la dirección de la onda.

Las diferencias de las ondas corpóreas son plasmadas en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1. Diferencias de las ondas corpóreas (Modificado de Ettwein y Maslin, 2011).

| Tipo de onda   | Característica | Velocidad                                                    | Como atraviesa el interior de la tierra                                                            |
|----------------|----------------|--------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Primaria (P)   | Longitudinal   | Ondas rápidas, viajando con una velocidad media de 5 km/s.   | Son capaces de pasar a través de sólidos y líquidos, por lo que pueden viajar a través del núcleo. |
| Secundaria (S) | Transversal    | Ondas más lentas, viajan a una velocidad promedio de 3 km/s. | No son capaces de propagarse por medios líquidos, por lo que no puede pasar por el núcleo externo. |

### 3.2 Estructura interna de la tierra

El conocimiento directo del interior de la tierra es escaso, en consecuencia, para conseguir información acerca de su composición y estructura se ha tenido que recurrir a medios indirectos, tales como el estudio y la interpretación del comportamiento de las ondas sísmicas. A partir del estudio de registros sísmicos obtenidos de los terremotos, fuente natural de ondas sísmicas, se han construido gráficas que reflejan la distribución de las velocidades en el interior de la tierra (Gutenberg; Jeffreys, 1959).

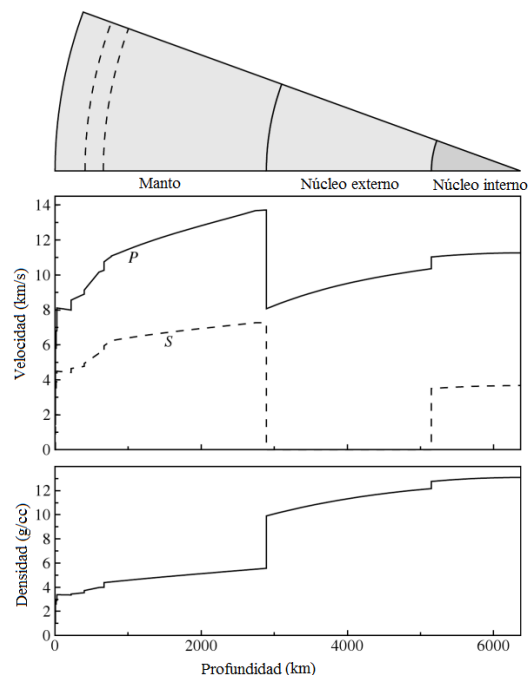


Figura 3.2. Variación de la velocidad de las ondas sísmicas con la profundidad (Modificado de Shearer, 2009).

Con base en la interpretación de estas graficas (Figura 3.2), se determinó que hay varias zonas con bruscos cambios en la velocidad de propagación y dirección de las de las ondas sísmicas, que se suponen que corresponden a zonas de cambio de propiedades de los materiales, denominadas discontinuidades sísmicas. Tales discontinuidades son el contacto entre las diferentes capas concéntricas que conforman la tierra.

- Corteza: es la capa solida superficial de la tierra. Su profundidad nunca será más del uno (1) por ciento del radio de la tierra, entre 40-50 km, pero puede variar considerablemente alrededor del globo. La corteza se compone de dos tipos: oceánica y continental. A diferencia de la corteza continental que, por lo general, posee entre 35-40 km de espesor, alcanzando hasta 70 km por debajo de grandes cadenas montañosas, la corteza oceánica tiene entre 6 y 10 km de espesor. Otra característica que marca diferencia entre estas, es la densidad, siendo la corteza oceánica más densa que la continental, 3 y 2,75 gr/cm<sup>3</sup>, respectivamente. Además, el límite entre la corteza y el manto es conocido como la discontinuidad de Mohorovicic, o Moho. En este punto, las ondas sísmicas aumentan la velocidad, indicando un cambio estructural.

- Manto: zona que va desde los 25 a 70 km por debajo de la superficie hasta a una profundidad de ~ 2900 km. Se compone principalmente por rocas de silicatos, ricas el hierro y magnesio. Aparte de la capa rígida superior (la litosfera, que también incluye la corteza), el manto inferior (la astenosfera) permanece en estado semi-liquido. En la base del manto, las temperaturas pueden alcanzar hasta los 5000°C. Estas altas temperaturas pueden ayudar a generar corrientes de convección que mueven las placas tectónicas. El límite entre el manto y el núcleo se conoce como la discontinuidad de Gutenberg.

- Núcleo: es el centro de la tierra, está compuesto de hierro y níquel. Consiste en núcleo externo (semi-liquido) y núcleo interno (sólido). La temperatura en esta zona (~ 6300 km por debajo de la superficie) puede llegar a 5500°C. La discontinuidad entre estos es conocida con el nombre de Lehmann.

### 3.3 Sísmica de gran ángulo

Cuando se refiere a los métodos de exploración sísmica, Telford *et al.* (1990) expresan que estos comprenden básicamente el mismo tipo de mediciones que la sismología de terremotos. Sin embargo, las fuentes de energía están controladas y son móviles. Los explosivos, los cañones de aire y otras fuentes de energía, se usan para generar ondas sísmicas y los tendidos de los sismómetros (geófonos o hidrófonos), para detectar el movimiento resultante del terreno. Los datos se registran en forma digital, de modo que se puedan procesar por computadora para acentuar las señales con respecto al ruido, extraer la información significativa y presentar visualmente estos datos para efectuar una interpretación geológica. El principal objetivo en exploración sísmica consiste en deducir información acerca de la geometría de las capas, a partir de los tiempos de llegada y de las variaciones de la amplitud, frecuencia y forma de la onda.

Los primeros levantamientos sísmicos se realizaron entre 1920 y 1930 para la prospección petrolera empleando explosiones y otras fuentes artificiales en México y Estados Unidos (Shearer, 2009). Los levantamientos se pueden llevar a cabo por medio de perfiles de sísmica de refracción o de reflexión de gran ángulo, estos permiten establecer modelos detallados de la distribución interna de las velocidades sísmicas (Gallart, 2003).

La sísmica de reflexión proporciona excelentes resultados para la definición de la estructura fina de la corteza superior. Sin embargo, cuando el objetivo es a escala cortical y profunda con interés de conocer el campo de velocidades, la longitud de un perfil sísmico de refracción debe ser de al menos 200 km para captar las fases refractadas relevantes entre la corteza y el manto superior. Se utilizan explosivos, en un rango de 100 kg a 1000 kg, en detonaciones controladas para alcanzar grandes distancias, y disponer del mayor número posible de estaciones de registro cubriendo todo el perfil.

La configuración de los perfiles va a depender de si se consta de varios disparos y un receptor (*Receiver Gather*) o de un disparo y varios receptores (*Shot Gather*). Por lo general, en perfiles terrestres se emplea la configuración *Shot Gather*, siendo

el caso del proyecto GIAME donde se contaron con un número de disparos a determinadas distancias y receptores fijos.

### 3.4 Secciones sísmicas en tiempo reducido

La sección sísmica es la representación en tiempo y distancia de un frente de ondas. Tiene dos formas de representarse: simple y reducida. En la sección simple el tiempo de disparo es el tiempo inicial para cada distancia, es decir cada evento en las trazas está ubicado al tiempo total de la onda que lo genera. En cambio, en la sección reducida el tiempo para cada distancia resulta de la diferencia entre el tiempo total de viaje y la distancia  $x$  dividido por la velocidad de reducción  $v_{red}$  (Giese *et al.*, 1976), tal como se presenta en la ecuación 1.

$$t_{red} = t - \frac{x}{v_{red}} \quad \text{ec. (1)}$$

Este tipo de representación ofrece la ventaja de generar una sección con una resolución menor en tiempo. Cuando la velocidad de reducción empleada para la construcción de las secciones tiene un valor semejante a la velocidad aparente de la onda de interés se facilita la correlación (Giese *et al.*, 1976). De este modo, las refracciones a través de un medio con velocidad similar se muestran como una línea casi horizontal, permitiendo una interpretación con mayor eficiencia. Puede apreciarse el ejemplo de la sección sísmica simple y la reducida para el disparo Capatárda del Perfil Andes Norte a continuación:

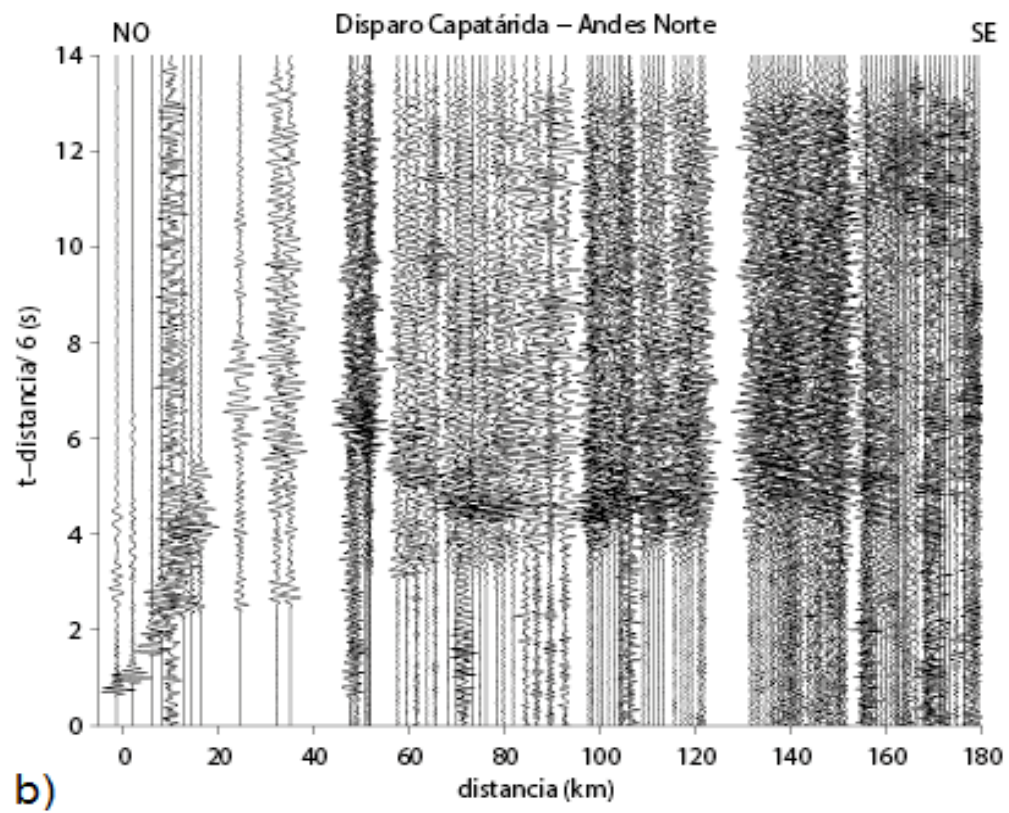
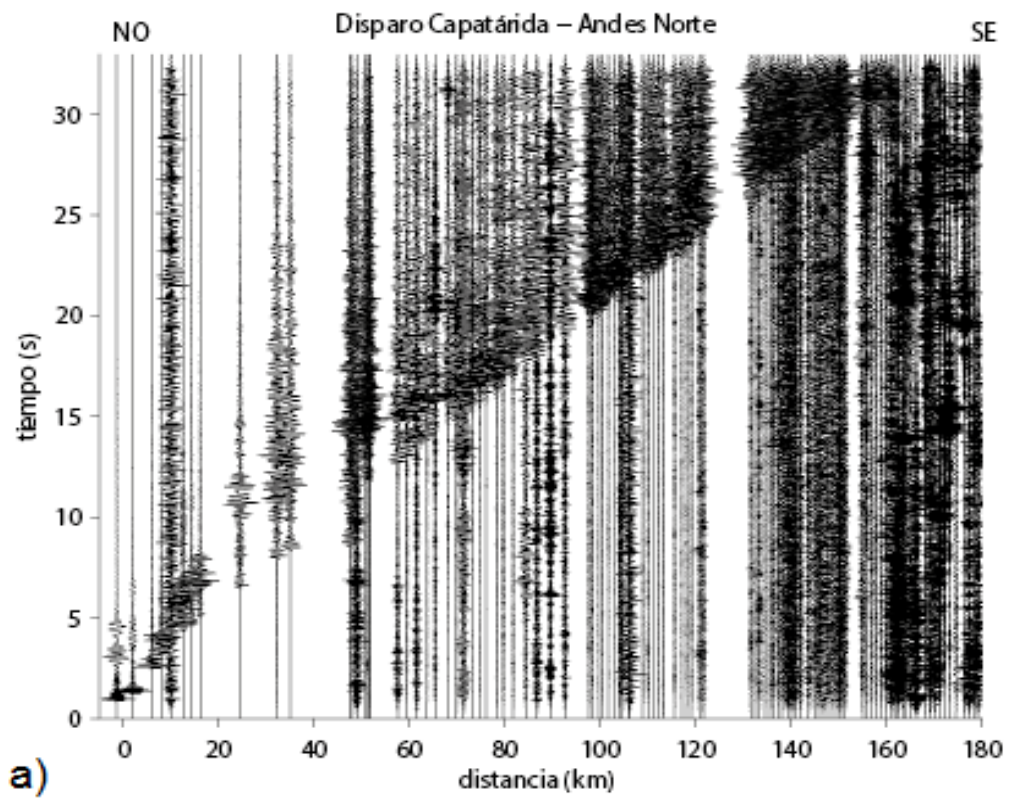


Figura 3.3. Sección sísmica Capatárda –Perfil Andes Norte en tiempo real (arriba) y tiempo reducido con  $v_{red}$  6 km/s (abajo).

### 3.5 Fases corticales en la sismica de gran ángulo

Durante la interpretación de las secciones sísmicas de refracción profunda construidas a partir de perfiles suficientemente largos, se hace posible identificar tres fases principales (Giese, 1976a) (Figura 3.4 y Figura 3.5):

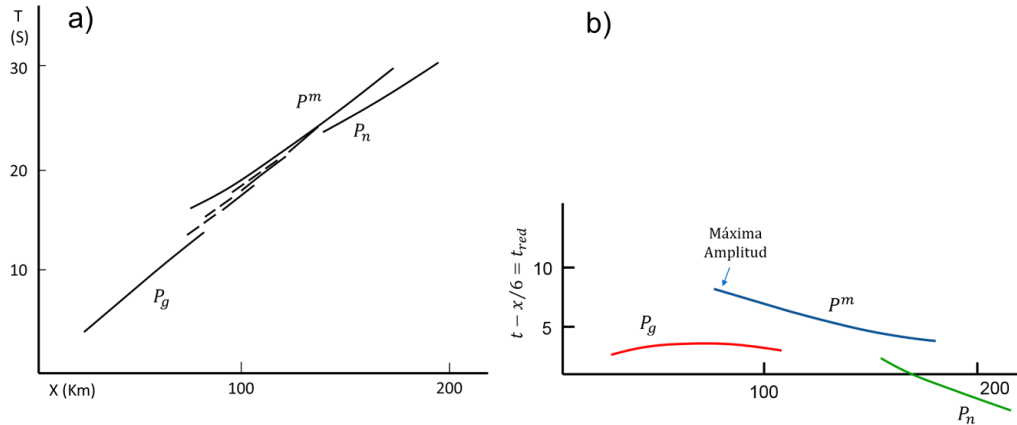


Figura 3.4. Diagrama de fases corticales en tiempo real (a) (Tomado de Giese, 1976a) y en tiempo reducido (b) (Modificado de Giese, 1976b).

- Fase  $P_g$ : onda directa asociada al basamento cristalino. Viaja en la corteza superior incluida la posible cobertura sedimentaria. Entonces, esta fase se compone por dos grupos:  $P_{g-sedimentaria}$  y  $P_{g-cristalina}$ . Las primeras llegadas de la onda  $P$  en el último grupo se puede observar con claridad entre los 10 a 100 kilómetros de distancia aproximadamente, se vuelve imperceptible a mayores distancias (Giese 1976a).
- Fase  $P^m$ : onda que se refleja en una zona con diferencia de impedancia apreciablemente alta, o con la presencia de una discontinuidad entre el manto y la corteza (discontinuidad de Mohorovicic). La característica principal de esta son las grandes amplitudes cercanas al punto crítico. En este punto, los valores de velocidad aparente pueden superar los 8,2 km/s y luego pueden decrecer al aumentar la distancia fuente-receptor hasta alcanzar los 7 km/s (Giese, 1976a). Esta fase es denotada por Bormann *et al.* (2013) como  $PmP$ .
- Fase  $P_n$ : onda que se refracta a través del manto superior y es recibida como primeras llegadas a grandes distancias (130 a más de 200 km), mostrando velocidades entre 7,7 y 8,5 km/s (Giese, 1976a).

Por otra parte, existen ondas refractadas entre la corteza superior e inferior, fase denotada como  $P^*$  o  $P_i$ . La velocidad de la onda P para dicha fase está en el orden de 6,5 a 6,8 km/s (Nava, 2002). Puede también indicarse como  $P_b$  por refractarse en la capa basáltica (Bormann *et al.*, 2013).

Estas fases también pueden observarse para las ondas S, con diferencia en las velocidades, donde para la  $S_g$  presenta una velocidad aproximada de 3,46 km/s y la  $S_n$  una velocidad de 4,47 km/s (Storchak *et al.*, 2003).

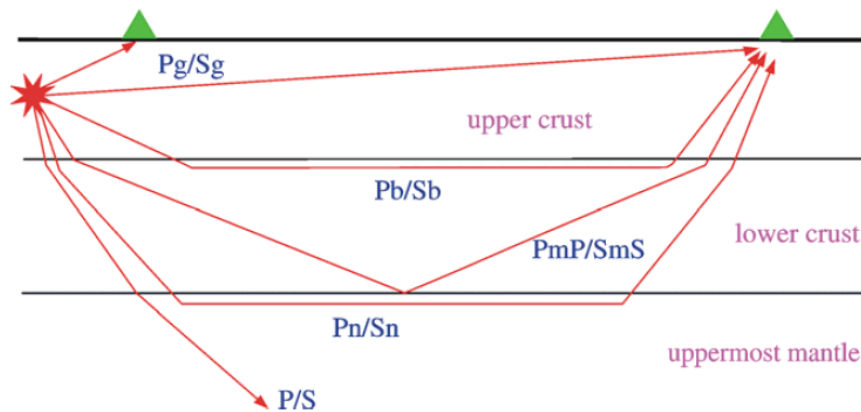


Figura 3.5. Rayos sísmicos de las fases corticales (Tomado de Bormann *et al.*, 2013).

### 3.6 Principio de correlación de fases

La correlación es definida por Giese (1976c) como la identificación de eventos sísmicos dentro de una traza, partiendo de la identificación del tiempo de llegada de un grupo de ondas de interés. El seguimiento de estas en una sección puede ser representado en una curva camino -tiempo correspondiente a una fase determinada.

La interpretación de secciones sísmicas puede realizarse mediante dos tipos de correlación: 1) la correlación de fase y 2) la correlación de grupo. La primera consiste en identificar en trazas vecinas un tren de ondas con las mismas propiedades, máximos o mínimos de amplitud o contenido de frecuencia, requiriendo para esto que el espaciamiento de los receptores sea menor a la longitud de onda.

Las amplitudes del evento a correlacionar deben ser mayores a las del ruido circundante y que la curva camino-tiempo interpretada debe tener una longitud importante.

Ahora bien, la correlación de grupo se aplica en caso de que el espaciamiento entre receptores sea muy grande o si no hay llegadas diferenciables por presentarse una zona de transición entre dos interfaces. Esta consiste en agrupar pequeños segmentos que han sido correlacionados usando el principio de correlación de fase, promediando una curva camino-tiempo continua de longitud considerable. Lo que se obtiene con este principio es una interpretación de una estructura cortical simplificada. Es de advertir que para ambos principios se debe considerar que la velocidad aparente debe estar dentro de un rango razonable (Giese, 1976c).

De igual manera, Giese (1976c) hace énfasis en que las expresiones de correlación "fase" y "grupo" no poseen significado absoluto sino relativo, esto se debe a que las grandes longitudes de onda representan de manera integrada una estructura detallada, dando una curva de tiempo de viaje ininterrumpido, lo que permite una correlación de fase.

El perfil en estudio posee una separación entre receptores de 500 m a 1 km por lo que es posible aplicar este principio para la interpretación de las secciones sísmicas, en la Figura 3.6 se muestra un ejemplo.

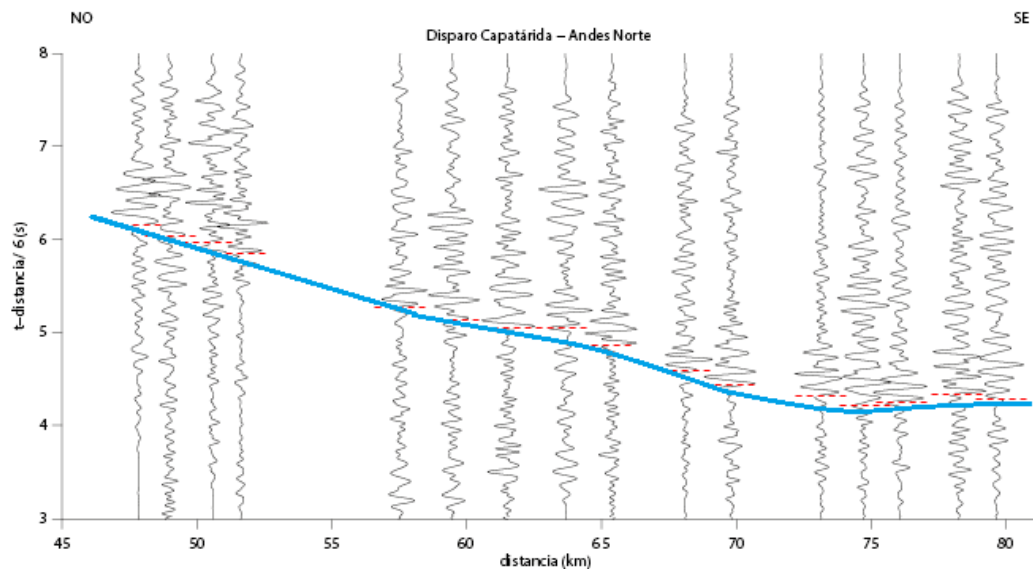


Figura 3.6. Interpretación de la fase PmP de la sección sísmica Capatárída, por correlación de grupo (línea continua azul), resultante de la unión de segmentos aplicando la correlación de fase (línea punteada roja).

### 3.7 Formulas de cálculos aproximados

Los cálculos de las velocidades promedio de propagación y la profundidad de donde emergen las ondas sísmicas, se emplean para construir un modelo estructural simplificado y, posteriormente, un modelo 1D (Giese, 1976d). Las formulas se presentan a continuación:

$$Z = \frac{x \sqrt{\frac{v_a t}{x} - 1}}{2} \leq Z_{m\acute{a}x} \quad \text{ec. (2)}$$

$$V = \sqrt{\frac{v_a x}{t}} \leq V_{prom-m\acute{a}x} \quad \text{ec. (3)}$$

Donde la velocidad aparente ( $v_a$ ) y el tiempo de viaje del rayo ( $t$ ) para secciones reducidas vienen dados por:

$$t = t_{red} - \frac{x}{v_{red}} \quad \text{ec. (4)}$$

$$v_a = \frac{d_x}{(d_{tred} + \frac{d_x}{v_{red}})} \quad \text{ec. (5)}$$

$Z_{m\acute{a}x}$ : profundidad máxima de los vértices en medios heterogéneos.

$Z$ : profundidad real de los vértices en medios homogéneos.

$x$ : distancia de emersión del rayo.

$V_{prom-m\acute{a}x}$ : velocidad promedio de la capa.

$V$ : velocidad real de la capa.

$d_x$ : diferencia en la distancias de emersión de dos rayos.

$d_{tred}$ : diferencia en el tiempo de viaje de dos rayos.

Estas formulas son aplicables asumiendo un modelo de capa plana, horizontales con velocidades contantes, requiriendo la existencia del aumento de la velocidad con la profundidad (Giese, 1976d).

### 3.8 Principios del método de trazado de rayos

La base física del trazado de rayos y de los tiempos de viaje calculados en los modelos bidimensionales es la misma que se emplea en caso de un medio

horizontalmente estratificado: se necesita solamente la ley de Snell (Gebrande, 1976). La trayectoria de los rayos se calcula a partir de la fuente de la onda sísmica con el ángulo respectivo de incidencia y aplicando sucesivamente esta ley hasta que el rayo alcanza la superficie de la tierra o cualquier otro límite del modelo.

En los modelos bidimensionales se atribuyen valores de velocidad a cualquier punto del subsuelo y para esto se asume un medio isotrópico (Gebrande, 1976; Zelt y Smith, 1992). Por otra parte, los tiempos de viaje se comparan con los observados y se modifica el modelo iterativamente hasta lograr un ajuste satisfactorio entre los tiempos calculados y los observados (Zelt y Smith, 1992). Este ajuste lo realiza el usuario mediante la técnica del modelado directo que se aplica en el trazado de rayos, variando valores en el modelo de parametrización donde se definen las distintas capas.

### **3.8.1 Modelo de parametrización**

Según Zelt y Ellis (1988), el algoritmo empleado en el trazado de rayos está caracterizado por el modelo de parametrización, donde su eficiencia también dependerá de este. A diferencia del modelo de velocidad de Zelt y Ellis (1988), basado en un bloque largo o capa simple, Zelt y Smith (1992) proponen que la parametrización viene dada por la representación de una capa conformada por bloques de tamaño variable de la cual se puede obtener una estructura de velocidad bidimensional (Figura 3.7).

El modelo de velocidad de la onda P se especifica dividiendo una capa en bloques trapezoidales separados igualmente por nodos de velocidad ubicados en el tope y base del estrato, variando entre pares de puntos linealmente en dirección horizontal a lo largo del bloque y en dirección vertical entre los puntos ubicados en el tope y la base (Zelt y Smith 1992). La cantidad de nodos y su posición puede variar, según se vea la necesidad de ser más detallado por la complejidad que se presente.

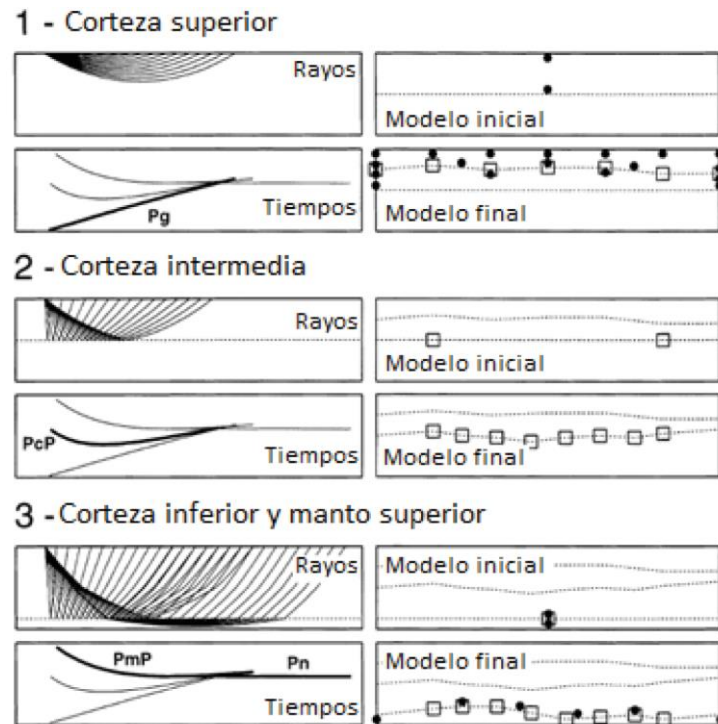


Figura 3.7. Ejemplo de parametrización de un modelo de velocidad con un enfoque “a través y hacia abajo” de este. Los nodos de velocidad están representados por círculos negros y los nodos de profundidad en cuadrados vacíos (Tomado de Zelt, 1999).

Zelt (1999) con la figura anterior define tres capas representadas por la corteza superior, la corteza media y corteza inferior/manto superior y explica que estas se determinan en tres pasos, utilizando las fases adecuadas en el caso que se presente para desarrollar progresivamente el modelo mediante la adición de nodos a través del modelo en cada capa para definir la estructura necesaria para adaptarse a los tiempos de tránsito observados satisfactoriamente antes de proceder a las capas más profundas. Se muestra, además por encima de cada fase un ejemplo del trazado de rayos, la fase que se interpreta se representa por una línea gruesa. Las fases son Pg: refracción de la corteza superior; PcP: reflexión entre el límite la corteza superior e inferior (es necesario acotar que la fase que se interpreta en esta investigación no es la fase Pi (refracción) definida anteriormente sino la fase correspondiente a las ondas reflejadas en este límite); PmP: reflexión en Moho; Pn: refracción en el manto superior. Las capas se ajustan haciendo coincidir los tiempos de viajes observados y calculados a partir de la superficie hacia abajo. Se comienza asumiendo una capa lateralmente homogénea en cada caso.

### 3.9 Filtro

Miyara (2004) refiere que cualquier dispositivo que modifique de un modo determinado una señal que pasa a través de él, es un filtro. De igual forma, este autor explica que los filtros seleccionadores de frecuencia permiten el paso de estas dentro de ciertas bandas (bandas de corte), bloqueando las frecuencias en otras bandas. Idealmente en las bandas de paso debería haber transmisión sin distorsión, y en las bandas de corte la ganancia debería ser nula.

Existen cuatro tipos básicos de selectores de frecuencia: pasa bajos, pasa altos, pasa banda y rechaza banda (Figura 3.8).

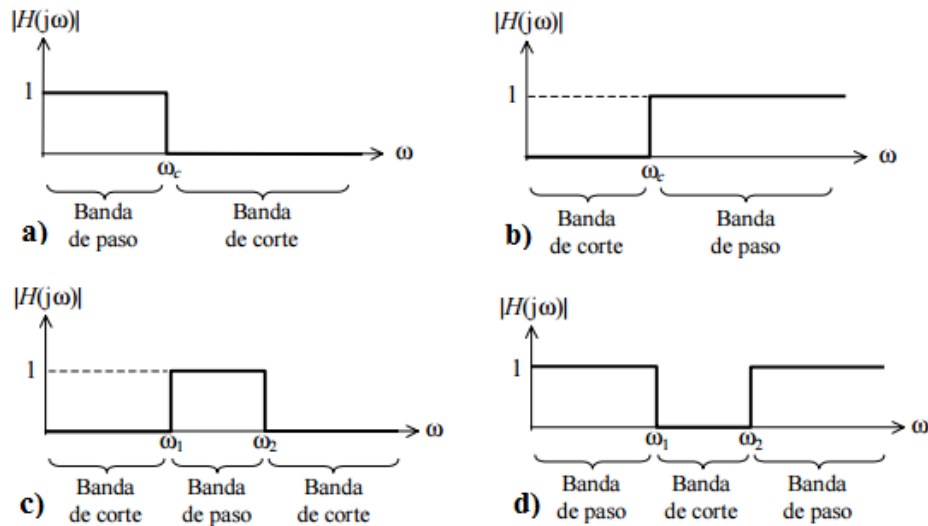


Figura 3.8. Representación de filtros ideales: a) pasa bajos, b) pasa altos, c) pasa banda y d) rechaza banda (Modificado de Miyara, 2004).

El filtro de interés para el presente trabajo es de tipo pasa banda. Este filtro permite el paso de señales alrededor de una frecuencia central. El filtro cuenta con dos frecuencias de corte, inferior y superior respectivamente, previamente especificadas.

La función de transferencia es el punto de partida para el diseño de un filtro, definiendo la forma que tendrá y la atenuación del mismo en función de la frecuencia (Durán-Sindreu, 2007).

### 3.9.1 Filtro Butterworth

El filtro butterworth se encuentra dentro de la clasificación de los filtros respecto a su función de expansión (Hernández, 1999) y está representado por la función de transferencia:

$$H(w)^2 = \frac{1}{1 + w^{2n}} \quad \text{ec. (6)}$$

Donde  $n$  es el orden del filtro (número de polos) y la frecuencia (normalizada) de corte es  $w = 1 \text{ rad/seg}$  y es de 3 dB. Al aumentar el grado del filtro, su respuesta es más abrupta. La atenuación en la banda de rechazo es de 20 dB/década por orden del filtro y presenta máxima respuesta plana en la banda de paso (Hernandez, 1999).

## CAPÍTULO 4

### MARCO METODOLÓGICO

La secuencia para la realización de la presente investigación se muestra brevemente en la Figura 4.1.

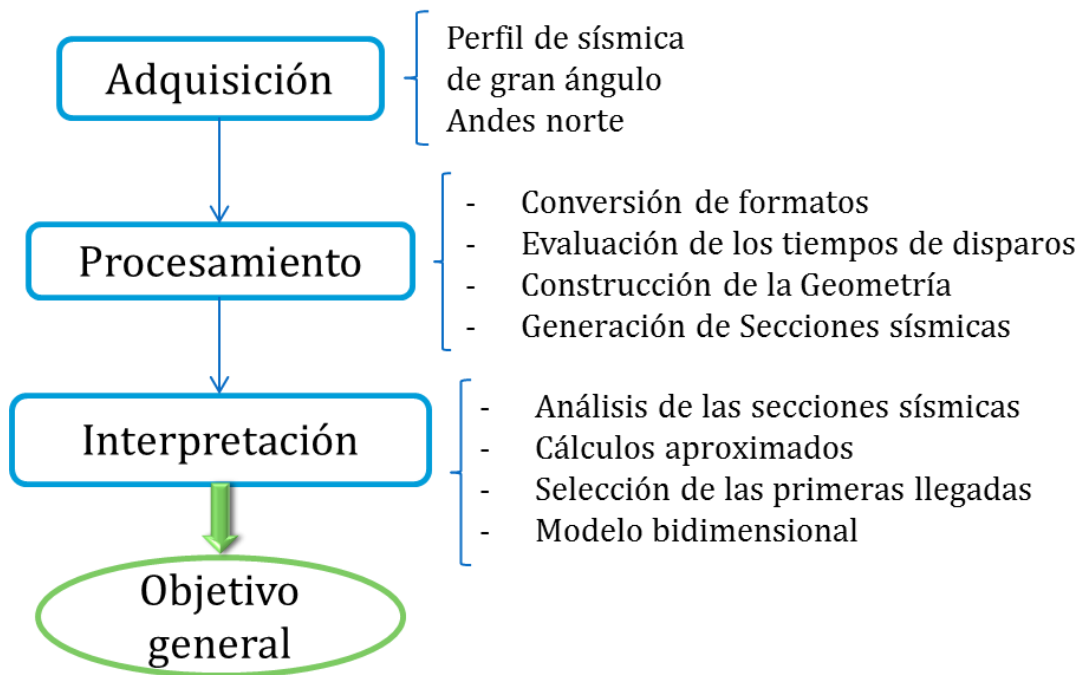


Figura 4.1. Metodología empleada para alcanzar los objetivos propuestos.

#### 4. 1 Generalidades

Previo a la etapa de perforación y registro, se realizaron las actividades de planificación dentro de la logística del proyecto, en las que se realizaron los trámites referentes a la permisología necesaria para llevar a cabo el proyecto. En octubre de 2012 se inició la jornada de reconocimiento de la zona y se planteó el diseño preliminar de las líneas sísmicas, así como también, la ubicación de los pozos según las condiciones de acceso en la vialidad existente y la permisología ambiental requerida. Posteriormente, en septiembre de 2013 se realizaron las licitaciones para la ejecución de las perforaciones que comenzaron en noviembre de 2013.

Entre los meses de febrero y marzo del 2014 se llevó a cabo la campaña de adquisición de datos sísmicos del proyecto GIAME. Esta tuvo una duración de 21 días, donde se adquirieron tres (3) perfiles sísmicos de gran ángulo, ubicados al occidente del país y que atraviesan los segmentos más representativos de la cadena andina, además un perfil perpendicular a las estructuras de Burro Negro el cual se realizó para esclarecer su importancia a nivel cortical (Figura 1.1), los cuales abarcaron longitudes de 320 a 400 km aproximadamente.

A lo largo de los perfiles se instalaron sismógrafos independientes, conocidos como “Texans”, aproximadamente 900 equipos propiedad IRIS-PASSCAL Instrument Center (Nuevo México, USA) y 150 pertenecientes a FUNVISIS. Los receptores se dispusieron con separación de 1 km y 500 m, los cuales captaron las vibraciones producidas por las voladuras distanciadas entre 30 a 50 km, cuyas cargas de explosivos variaban entre 200 y 1600 kg compuestos por Pentolita y Anfo, suministrados y manipulados por la Compañía Anónima Venezolana de Industrias Militares (CAVIM). Los disparos menores a 0,2 toneladas se realizaron en un pozo, los disparos de 0,4 toneladas en dos pozos y los mayores a 1 tonelada en 4 pozos, cada pozo con una profundidad de 60 metros y entubados con plástico.

#### **4.1.1 Adquisición del perfil Andes Norte**

Como paso previo a la adquisición, se ubicaron estaciones teóricas en el programa *Arcgis*, empleando como referencia puntos ubicados a lo largo del perfil, donde se tomaron en cuenta las vías de acceso reconocidas previamente por el personal de FUNVISIS. Las referencias se encuentran ubicadas cada 50 km. Por ejemplo, para ubicar los receptores entre las referencias 3 y 4, se vincula la referencia 2, que se encuentran entre 50-100 km de distancia respectivamente de esta (Figura 4.2). En total resultaron 653 estaciones en toda la longitud del perfil.

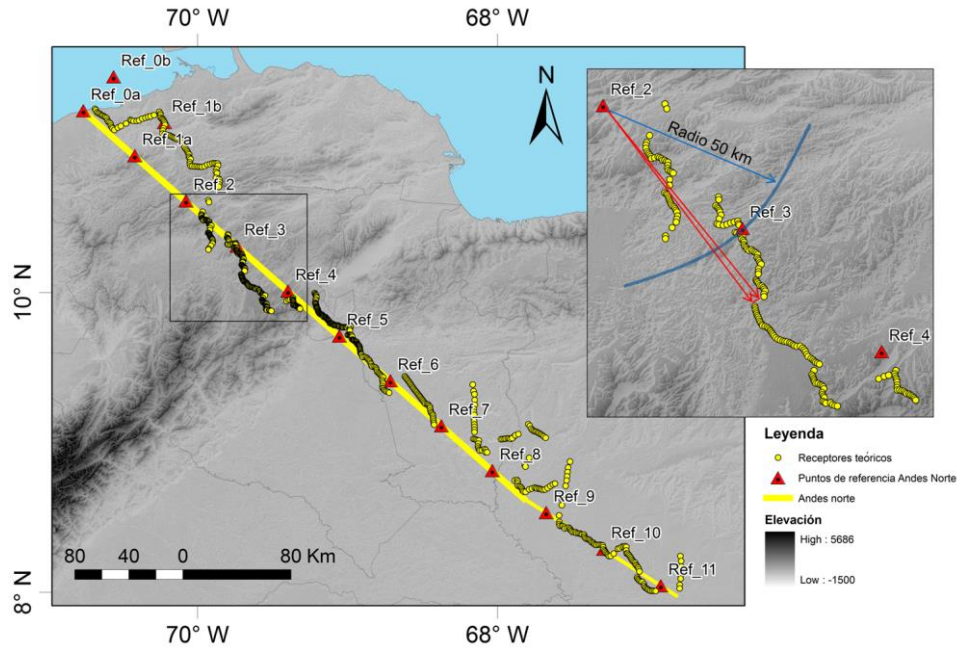


Figura 4.2. Ubicación de los puntos de referencia y receptores teóricos sobre las vías reconocidas (Modelo Digital de Elevación: STRM90, Jarvis *et al.*, 2008).

En la Tabla 4.1 se presentan los parámetros geométricos del perfil con las respectivas distancias de separación entre receptores.

Tabla 4.1. Parámetros geométricos del perfil sísmico Andes norte.

| Perfil | Longitud (km) | Separación entre receptores |      | Posición de los extremos |              |             |              |
|--------|---------------|-----------------------------|------|--------------------------|--------------|-------------|--------------|
|        |               |                             |      | Extremo norte            |              | Extremo sur |              |
|        |               | tramo                       | (m)  | Latitud (°)              | Longitud (°) | Latitud (°) | Longitud (°) |
| AN     | 565           | Capatárda – Baragua         | 1000 | 11.208                   | -70.748      | 7.97        | -66.801      |
|        |               | Baragua – Cojedito          | 500  |                          |              |             |              |
|        |               | Cojedito – Calabozo         | 1000 |                          |              |             |              |
|        |               | Extensión                   | 1000 |                          |              |             |              |

Se colocaron un total de 610 equipos de grabación; compuestos por sismógrafos de un canal marca REF-TEK 125 (Texan) memoria de 64 Mbyte, con tasa de muestreo de 100 muestras por segundo y geófonos de componente vertical de 4,5 Hz. Para la ubicación de los equipos se emplearon navegadores GPS de mano marca GARMIN OREGON 650 cargado con el mapa de Venezuela VenrutV12.09.

#### 4.1.2 Metodología de campo

A continuación, se presenta un resumen de las actividades realizadas durante los días en los que se llevó a cabo la adquisición del perfil donde se involucraron los

grupos de registro, los grupos de grabación y el personal en base. Para todos los perfiles realizados, la metodología en campo fue similar. Por ello, se especifica solo el perfil de interés.

Para el perfil Andes Norte se emplearon tres bases distribuidas a lo largo del perfil, la primera ubicada en la población de Dabajuro, Edo. Falcón; la segunda en la ciudad de Carora, Edo. Barquisimeto, y la última en San Carlos, Edo. Cojedes. Estas bases fueron establecidas en hoteles dotados de un salón y espacio suficiente para la pernocta de los participantes.

Los grupos de registro estuvieron conformados por miembros de diferentes instituciones nacionales e internacionales. El personal de IRIS-PASCAL Instrument Center y FUNVISIS realizó la preparación de los equipos de registro con ventanas de registro establecidos en las respectivas bases.

Así mismo, estuvieron compuestos por dos o tres personas y un vehículo, se contó con 17 grupos para la adquisición del perfil, estos fueron dotados con herramientas necesarias para la adquisición de un perfil en tierra (Figura 4.3). Cada grupo tuvo que colocar un promedio de 40 estaciones de registro.



Figura 4.3. Herramientas para la adquisición de un perfil en tierra. a) picos, palas, conos de seguridad, sprays de colores, guantes; b) GPS de mano y planillas de registro; c) vehículo de transporte y d) caja de 15 Texans y geófonos de componente vertical.

El primer día cada grupo de registro se dirigió hasta su segmento asignado y efectuó el reconocimiento de la zona donde les correspondía colocar los equipos, mientras

que el personal en base realizó la configuración de los equipos. Al segundo día, desde muy temprano, estos partieron a sus respectivos tramos y realizaron la instalación (*Deployment*) que consistió en: a) conectar el geófono al equipo de grabación y cubrirlo con una bolsa para protegerlo del agua en caso de lluvia, b) seleccionar un espacio seguro y abrir una zanja rectangular lo suficientemente grande para colocar el equipo de grabación, c) marcar el *waypoint* en el GPS de mano, d) instalar el Texan procurando buen acople entre el geófono y el suelo, nivelar el geófono para asegurar que se encontrará en posición vertical, ocultar el equipo y por último e) realizar las anotaciones en las planillas de registro (Figura 4.4).



Figura 4.4. Metodología de instalación en campo.

La referencia que se colocó en la planilla de registro (Figura 4.5) es aquella a la que se vincula la distancia referencia-receptor, explicada anteriormente en la ubicación de las estaciones teóricas. Sirvió de ayuda en el control de la separación entre los equipos y en la construcción de la geometría.

|                                    |          |              |      |                      |      |            |          |         |           |
|------------------------------------|----------|--------------|------|----------------------|------|------------|----------|---------|-----------|
| Experimento: <u>Proyecto GIAME</u> |          |              |      | PLANILLA DE REGISTRO |      |            |          |         |           |
| Perfil: _____                      |          |              |      | GPS #: _____         |      |            |          |         |           |
| Grupo: _____                       |          |              |      | Nombres: _____       |      |            |          |         |           |
| Fecha de instalación: _____        |          |              |      | _____                |      |            |          |         |           |
| Fecha de recolección: _____        |          |              |      | _____                |      |            |          |         |           |
|                                    | Estación | Serial Texan | Caja | LED (S/N)            | Hora | Referencia | Longitud | Latitud | Elevación |
| Instalación                        |          |              |      |                      |      |            |          |         |           |
| Recolección                        |          |              |      |                      |      |            |          |         |           |
| Observaciones                      |          |              |      |                      |      |            |          |         |           |



Figura 4.5. Cabezal de la planilla de registro usada en el proyecto GIAME.

Al culminar la jornada de instalación, los grupos encargados de la detonación de los explosivos en cada uno de los lugares predefinidos, partieron a los puntos de

disparos junto con el personal de CAVIM para realizar la carga de los pozos (Figura 4.6) con los materiales para luego generar la voladura de manera cronometrada. P previo a la detonación, estos grupos se encargaron de colocar 2 o tres *Uphole* en cada una de las detonaciones además de un acelerógrafo, con los cuales se estimó de la manera más precisa posible el tiempo de ocurrencia de la detonación. Generalmente, las voladuras se realizaron durante la noche (para evitar el ruido antropogénico). La información de los disparos se especifica en la Tabla 4.2



Figura 4.6. Carga de explosivos a cargo del personal de CAVIM. a) Anfo (bolsas blancas) y Pentolite (cilindros naranja), b) Carga de explosivos.

Tabla 4.2. Detonaciones realizadas sobre el perfil sísmico Andes Norte, segmento Capatárída-Cabudare.

| Sitio        | Posición geográfica |              | Cantidad de explosivo (kg) | N° pozos (60 m) | Fecha     | Dia juliano | Hora Local Venezolana |
|--------------|---------------------|--------------|----------------------------|-----------------|-----------|-------------|-----------------------|
|              | Latitud (°)         | Longitud (°) |                            |                 |           |             |                       |
| Capatárída   | 11.2073             | -70.6848     | 1000                       | 4               | 22-feb-14 | 053         | 01:30:59,85 a.m.      |
| Urumaco      | 10.9311             | -70.1836     | 200                        | 1               | 21-feb-14 | 052         | 13:51:01,96 p.m.      |
| Baragua      | 10.5455             | -69.9640     | 400                        | 2               | 21-feb-14 | 052         | 02:51:01,07 a.m.      |
| Carora       | 10.3171             | -69.9142     | 200                        | 1               | 21-feb-14 | 052         | 13:16:00,70 p.m.      |
| Quibor       | 10.1739             | -69.7177     | 400                        | 2               | 21-feb-14 | 052         | 10:16:03,10 a.m.      |
| Barquisimeto | 10.0478             | -69.5342     | 200                        | 1               | 21-feb-14 | 052         | 08:16:00,81 a.m.      |
| Cabudare     | 9.9601              | -69.3165     | 400                        | 2               | 22-feb-14 | 053         | 15:36:01,04 p.m.      |

Al culminar las voladuras, los diferentes grupos de registro, con ayuda de los GPS de mano, recolectaron los equipos de registros (*Pick up*) colocándolos nuevamente en la caja de transporte y volviendo a las bases, para descargar la información

captada y ser reconfigurados en las diferentes bases de campo (Figura 4.7) y ser instalados nuevamente en los siguientes perfiles.



Figura 4.7. Descarga de la información y configuración de los equipos de registro base Carora.

## 4.2 Procesamiento

En primera instancia, fue necesario realizar la separación de los datos adquiridos en la primera jornada de instalación correspondiente a los perfiles Andes Norte y Burro Negro.

### 4.2.1 transformación de datos a formato .SGY

La conversión de la data cruda (*Raw data*), obtenida en la adquisición, a formato .SGY (Morales y Gálvez, 2014) se llevó a cabo mediante la aplicación de una secuencia de comandos en el Símbolo de Sistema (Comando MSDOS), con un sistema operativo Windows XP de 32 bits.

- 1) Se aplicó el comando “**arccreate**”, para generar un archivo en formato REFTEK.
- 2) Se ejecutó el comando “**125\_pas**”, a todos los archivos **.TRD**. A medida que se ejecuta, se muestran los 252 eventos registrados los cuales tienen una duración de 10 minutos cada uno.

3) A los archivos .dat resultantes del paso anterior, se les aplicó el comando “**arcwrite**” (REFTEK) sobre la ruta de la carpeta donde se encuentran los archivos .TRD. En este paso se organizaron los datos en carpetas por año y día juliano.

4) Se utilizó el comando “**arcfetch**”, cortar los archivos para extraer solo las ventanas de tiempo de interés, debido a que los sensores independientes grabaron datos alrededor de 42 horas. Los parámetros necesarios para aplicar este comando fueron: a) los dos últimos dígitos del año (yy), b) los números de día juliano en que se realizó la medición (ddd), c) la hora, minutos y segundos en UTC (hh:mm:ss) y d) la cantidad de segundos que se desea que contenga la traza (+t). De este comando se generó un archivo .RT el cual contiene la estructura y cantidad de tiempo especificado.

Los tiempos exactos fueron determinados por personal de FUNVISIS a partir de los *upholes* colocados cerca a la voladura, estos tiempos se muestran en la Tabla 4.2. Así mismo, el tiempo de corte empleado en las trazas fue de 200 s.

5) Se aplicó el comando “**rt\_seggy**” sobre los .TRD cortados y agrupados en un archivo .RT para así obtener un .SGY por cada sensor.

#### **4.2.2 Secciones sísmicas**

Para la generación y visualización de las secciones sísmicas reducidas, se utilizó una rutina de Matlab llamada *Seisplot*. Esta rutina es un código interactivo, desarrollado dentro del marco del proyecto GIAME, que muestra y selecciona las primeras llegadas en sísmica de gran ángulo. Este, permite realizar el preprocesamiento y procesamiento básico de la data, así como también distintos tipos de graficaciones y un módulo completo de selección de tiempos de llegadas. A su vez, brinda la opción de exportar las secciones en un formato de alta resolución y de los tiempos seleccionados para las llegadas de las ondas sísmicas, como lo definen Arnaiz *et al.* (2014).

Para ejecutar el código es necesario contar con la geometría y los parámetros para generar las secciones, estos se obtuvieron de la siguiente manera:

### - Construcción de la geometría

Para generar la geometría del perfil, se realizó una revisión exhaustiva de las planillas de registro y datos crudos donde se verificó la existencia de algunos seriales de los equipos, que se encontraban en la base de datos digital, con la finalidad de recuperar la mayor cantidad de trazas. Con la descarga de los *Waypoints* marcados en los GPS de mano, por cada grupo de registro, se tuvo el control de la ubicación de los receptores, por lo cual se conoce la latitud, longitud y elevación de cada uno.

Se requirió un archivo .txt compuesto por 6 columnas: serial del Texan, latitud y longitud del receptor, latitud y longitud del disparo y por último la elevación del receptor. Este archivo solo contiene la información de los Texans operativos al momento de la voladura, Tabla 4.3. Para obtenerlo se realizó un filtrado eliminando los seriales de los equipos que no generaron archivo .SGY. Al aplicar el comando **arcfetch**, se eliminan automáticamente los Texan que no presentan información a la hora del disparo, bien sea por agotarse la batería, no estar bien conectados o por robo.

Tabla 4.3. Receptores instalados y operativos durante la primera campaña de adquisición sísmica, perfil Andes norte.

| Perfil      | Texans instalados | Disparo      | Texans operativos |
|-------------|-------------------|--------------|-------------------|
| Andes norte | 610               | Capatárida   | 537               |
|             |                   | Urumaco      | 539               |
|             |                   | Baragua      | 543               |
|             |                   | Carora       | 538               |
|             |                   | Quibor       | 541               |
|             |                   | Barquisimeto | 541               |
|             |                   | Cabudare     | 501               |

### - Espectro de amplitud

Los espectros de amplitud fueron obtenidos mediante una rutina en Matlab, en las que se identificaron los rangos de frecuencia donde se presenta la señal de interés. De igual forma, las frecuencias empleadas en el filtrado, para la visualización de las secciones sísmicas, fueron escogidas aplicando diferentes valores en el cual se observara mejora en la relación señal-ruido. Para cada sección se definieron los

valores de frecuencia y en general el rango se encuentra entre 3 y 22 Hz. El espectro de amplitud de la sección sísmica reducida del disparo Capatárída - Andes Norte se observa en la Figura 4.8, se establece que el rango de frecuencia se encuentra entre 5-15 Hz.

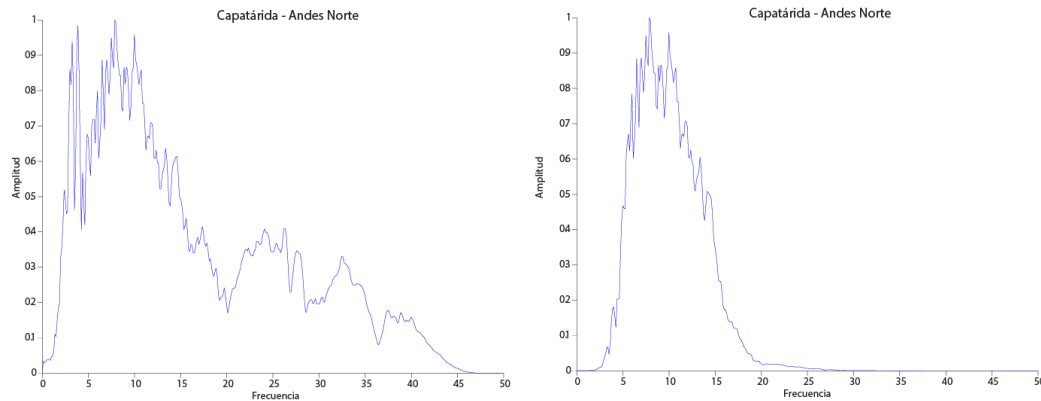


Figura 4.8. Espectro de Amplitud de la sección Capatárída – Andes Norte. Espectro de la data sin filtrar a la izquierda y filtrada entre el rango de frecuencias determinadas.

#### 4.2.2.1 Construcción de las secciones reducidas

Las figuras que se mostrarán a continuación corresponden a la secuencia de construcción de secciones y selección de picks en la sección sísmica del Disparo Capatárída del perfil correspondiente a este estudio.

1) Se cargó el archivo de geometría generado anteriormente, especificando el sistema de coordenadas utilizado, con el cual el código Seisplot realiza el cálculo de las distancias de cada receptor al disparo. Seguidamente, se introdujeron los datos iniciales: fracción de trazas graficar, útil al momento de la interpretación ya que se contó con gran número de canales receptores, la velocidad de reducción en km/s a emplear para la representación de la sección, la tasa de muestreo sobre el archivo SEG-Y y el factor de normalización de amplitud de las trazas, que limita la máxima amplitud y escala la traza en base a ese valor.

2) Se seleccionó el filtro Butterworth, entre las opciones de filtrado, para ser aplicado a todas las secciones, ya que este se caracteriza por dar una respuesta plana en la banda de frecuencia de interés. Para realizar la selección de picks de manera

uniforme, se aplicó el filtro en una banda de 1-5 Hz de grado 4 y a manera de mejorar la visualización, las secciones finales fueron generadas con el rango de frecuencias determinadas anteriormente para cada disparo.

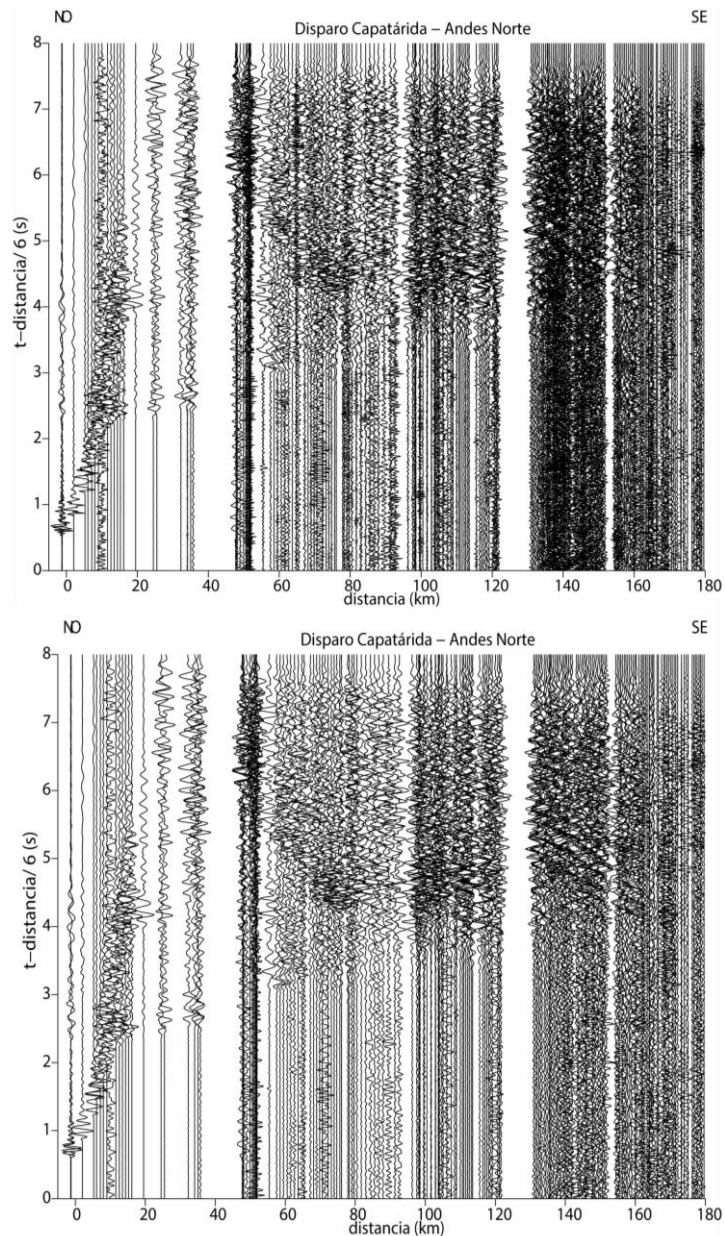


Figura 4.9. Sección Capatárda reducida sin procesar a la arriba y filtrada abajo.

3) Una vez definido el filtro se seleccionó el tipo de representación en el que se deseara generar la sección. La opción de Wiggle se empleó para la visualización de las fases y generación final de las secciones en presentación de catálogo, la opción de Wiggle+ variable área (blanco/negro) ayudó en la selección de los picks. Antes de que el código comenzara a leer los datos, se establecieron los límites de las

secciones en tiempo y distancia. Una vez leídos y procesado cada archivo SEG Y, según los parámetros especificados, se obtiene la sección graficada.

4) Se despliegan una serie de opciones con las cuales se pudo mejorar velocidad por medio de la limpieza de la memoria y eliminar trazas. La remoción de las trazas se realizó eliminando manualmente las trazas muertas o con alto nivel de ruido.

Hasta este paso, se realiza la mejora de las secciones procesadas antes de su interpretación, estas se pueden observar en el apéndice A. Las secciones fueron exportadas en formato PostScript (.ps) para preservar la calidad de impresión de la imagen, que en comparación con archivos gráficos (.jpg, .png, gif., entre otros) se pierden la calidad de la imagen al comprimirse.

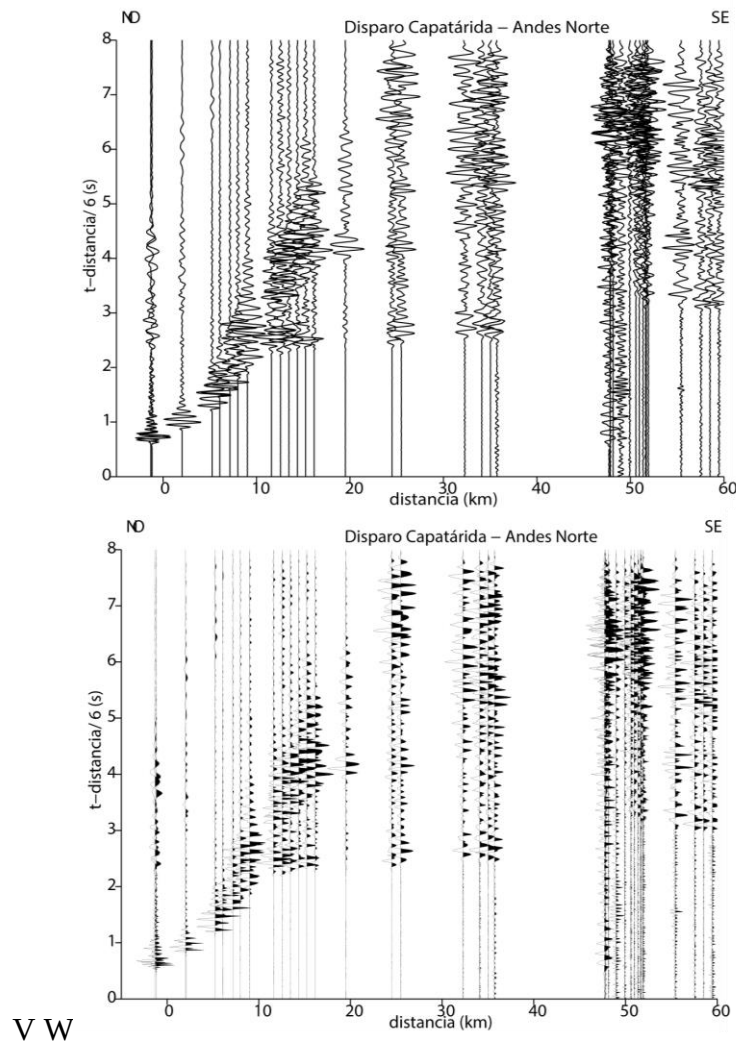


Figura 4.10. Sección Capatárida -5 a 60 km, plot wiggle arriba y variable área (blanco/negro) abajo.

### 4.3 Selección de las primeras llegadas

Empleando el código Seisplot, se realizó la selección de las fases corticales en las secciones procesadas, correspondiente a la etapa de interpretación. Ejemplo de la selección se muestra en la Figura 4.11

En la selección de fases se identificaron las primeras llegadas de las fases correspondientes a: las ondas refractadas en el basamento granítico (Pg), ondas reflejadas en el Manto Superior (PmP), ondas P refractadas dentro del manto y onda reflejadas en la capa basáltica (PiP) y ondas refractadas en una interface ubicada dentro del manto. Para información sobre el uso de la rutina de selección ver Arnaiz *et al.* (2014). Al ser una rutina que se puede correr las veces que sean necesarias, tiene la opción de cargar picks anteriores y continuar con la selección de primeras llegadas, además de dibujar líneas guías que permitieron tener seguimiento de las fases durante la interpretación.

Para finalizar, al terminar la rutina, se exporta la sección como un archivo PostScript (.ps) y los archivos de texto (.txt) generados por cada fase interpretada. Tales archivos de texto contienen información de la distancia fuente-receptor, el tiempo absoluto y el tiempo reducido, y serán usados en la generación del modelo.

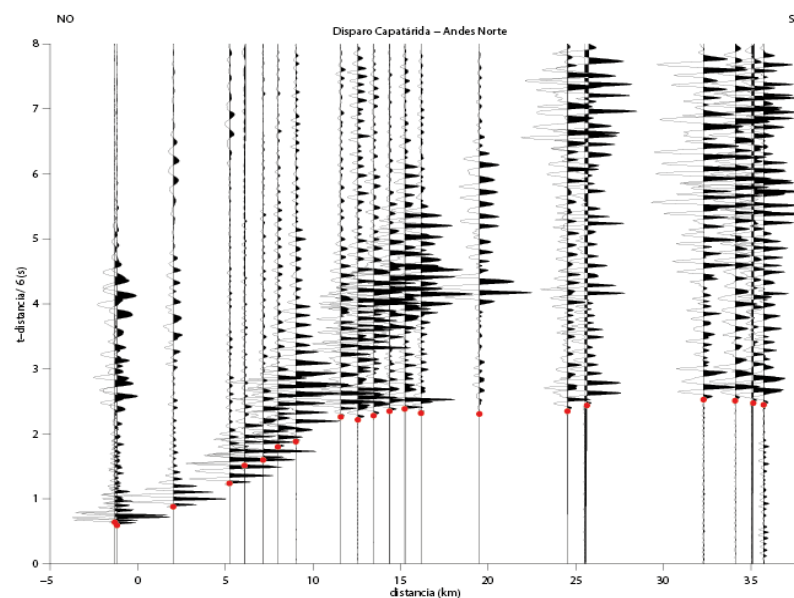


Figura 4.11. Ejemplo de una sección sísmica filtrada e interpretada la fase Pg (puntos rojos) en el código Seisplot. Capatárída, Vred 6 km/s.

Para cada fase fue realizado la selección de las llegadas tres veces para establecer un rango de incertidumbre, resultado de la desviación estándar para cada par distancia-tiempo. Esta ecuación consiste en estimar el valor de la distancia que existe entre cada  $x_i$  con respecto a  $\bar{x}$  (Pérez, 2002), en nuestro caso la variable  $x$  es el tiempo.

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n}} \quad \text{Ec. (6)}$$

Donde  $x_i$  es el  $i$ -ésimo elemento de la muestra,  $\bar{x}$  la media de las observaciones y  $n$  el número de elementos de la muestra.

#### 4.4 Modelado

Para realizar el modelado se empleó el proceso de inversión de trayectorias y tiempos de recorridos de las ondas del paquete RAYINVR (Zelt y Smith, 1992), que permite generar, a partir de la técnica de trazado de rayos, modelos 2D de espesores y velocidades. Este requiere de tres archivos de entrada (tx.in, r.in y v.in) los cuales contienen la información recopilada en el apartado anterior.

- El archivo tx.in contiene la posición de cada receptor con respecto al punto de referencia cero establecido, los respectivos tiempos absolutos de las primeras llegadas seleccionadas, el error asociado a las selección de las fases y la fase correspondiente. La primera fila, de cada paquete de información, contiene la distancia del punto de referencia al disparo y la dirección de propagación de los rayos, izquierda -1 y derecha 1, para este caso noroeste – sureste, respectivamente.
- El archivo r.in contiene los parámetros relacionados a la visualización gráfica del modelo final, relacionado al tamaño de los ejes de tiempo, profundidad y distancia. Otros parámetros importantes son la velocidad de reducción aplicada (6 km/seg), las posiciones de las fuentes, la cantidad de rayos que se producen por cada fuente en ambos sentidos, las refracciones y reflexiones de las ondas en las diferentes capas e interfaces.

- El archivo v.in representa el modelo de velocidad inicial parametrizado, en el cual se establecen las profundidades de capas del modelo y las velocidades del tope y base de estas, estableciéndose con estas últimas el gradiente de velocidad. De la interacción con el programa mediante el método directo de ensayo y error, trazando los rayos y variando los espesores entre las capas y las velocidades en cada nodo, se ajustaron las llegadas de la señal sísmica a los tiempos calculados por el programa.

- El archivo vm.in: contiene parámetros de visualización del modelo.

El modelo base del trazado de rayos estuvo compuesto por capas planas con las velocidades estimadas por Avila, (2014). El ajuste de este modelo se realizó variando las profundidades y velocidades en los distintos nodos hasta lograr el ajuste entre los tiempos calculados y los tiempos observados.

Del modelo de trazado de rayos, se genera un archivo de salida (fort35), el que se presentan los valores de velocidad para pares de distancia y profundidad. A partir de este archivo se realiza el modelo bidimensional en el programa GMT (Herramienta Generadora de Mapas) (Wessel *et al.*, 2000).

## CAPÍTULO 5

### RESULTADOS Y ANÁLISIS DE RESULTADOS

#### 5.1 Descripción de las secciones sísmicas

En el presente trabajo se interpretaron las señales sísmicas captadas en el perfil Andes Norte a partir de siete disparos (Figura 5.1). Las secciones sísmicas que se muestran a continuación se identifican por el nombre del disparo correspondiente, siendo este la ubicación cero, es decir, los receptores ubicados al noroeste del disparo tendrán distancias negativas y las ubicadas al sureste distancias positivas, y graficadas solo en el intervalo donde se aprecien la fases identificadas. Las secciones sísmicas se generaron empleando velocidades de reducción de 6 km/s y 8 km/s.

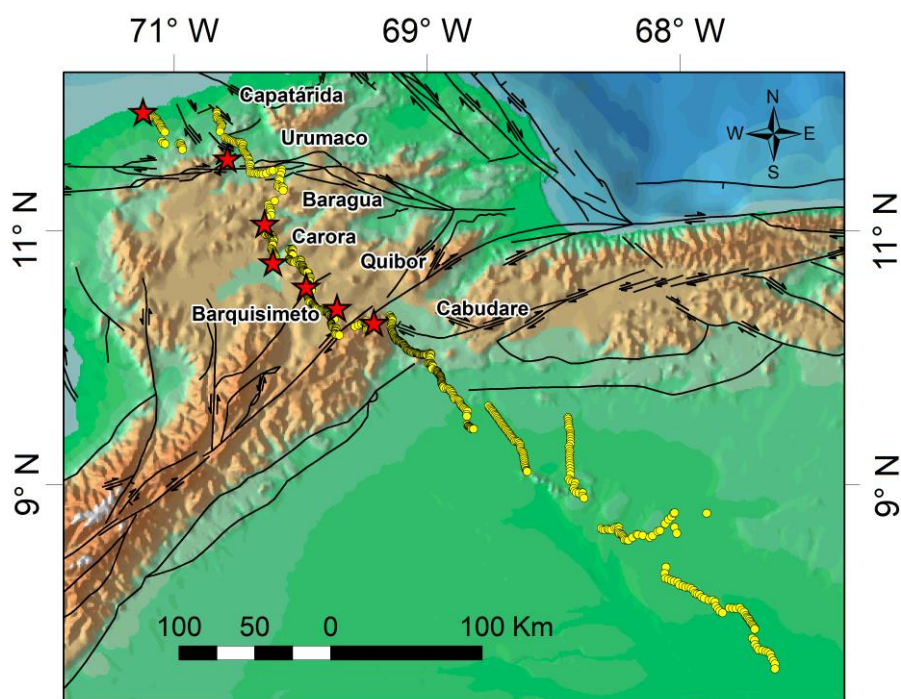


Figura 5.1. Mapa de ubicación de receptores y disparos. Líneas negras fallas cuaternarias de Venezuela (Audemard *et al.*, 2000).

##### 5.1.1 Sección Capatárida

La sección Capatárida corresponde al disparo ubicado en el extremo norte del Perfil Andes Norte (Figura 5.2). Esta presenta buena relación señal-ruido, lo que permitió la identificación de la fase Pg-sedimentaria en los 10 primeros kilómetros con

velocidad aparente de 3,2 km/s, entre 0,6 y 2 s de tiempo reducido. Las primeras llegadas de la fase Pg-cristalina se observan desde los 11 km hasta 97 km aproximadamente, presentando a partir de 48 km en adelante un retraso de 0,45 s que se atribuye al espesor sedimentario de la Cuenca de Falcón. La fase correspondiente a las ondas reflejadas en la discontinuidad de Moho (PmP) se observa con distancia crítica a 47 km, a 5,9 s de tiempo reducido, hasta los 90 km, calculando la profundidad de Moho a 27,5 km.

Se generó una sección en la cual se pudo identificar llegadas de considerable amplitud entre 250 y 387 km y 10 s de retraso en una sección con velocidad de reducción de 8 km/s (Figura 5.3) en el manto superior. Estas son interpretadas como resultado de una refracción intra-mantélica.

#### **5.1.2 Sección Urumaco**

Esta sección se muestra en la Figura 5.4. Al noroeste del disparo Urumaco se aprecian tres fases: Pg, PmP y la reflexión intracortical (PiP). Esta última fase se observa a lo largo de 20 km a partir de 42 km de distancia fuente-receptor (4,6 s tiempo reducido). La fase Pg-sedimentaria se observa escasamente unos 4 km entre 11 y 15 km a 1,5-1,7 s de tiempo reducido. Por su parte, las llegadas provenientes del basamento granítico se observan hasta 33 km de distancia. La reflexión del manto superior se identifica entre los 48 km hasta el final de la sección, presentando en la distancia crítica (48 km) un tiempo reducido de 6,1 s. Hacia el sureste, solo se detecta la fase Pg aunque podría inferir a 50 km la fase PiP con tiempo reducido de 3,5 s. La Pg-sedimentaria se observa desde 13 a 20 km y tiempos reducidos entre 1,7 y 2,4 s, respectivamente. Las llegadas provenientes de la fase Pg-cristalina se identifican hasta los 63 km a 3 s presentando una velocidad aparente de 5,8 km/s. La discontinuidad de Moho se estima a 28,2 km de profundidad. Esta sección presentó una mala relación señal/ruido, lo cual dificultó la identificación de las fases PmP y PiP al sureste de esta. El espaciamiento entre la fuente y los primeros receptores, tanto al noroeste como al suroeste, es de aproximadamente 15 km. Esto ocurre debido a que los receptores, por motivos de acceso, se ubicaron a 20 km al este de la línea del perfil (Figura 5.1).

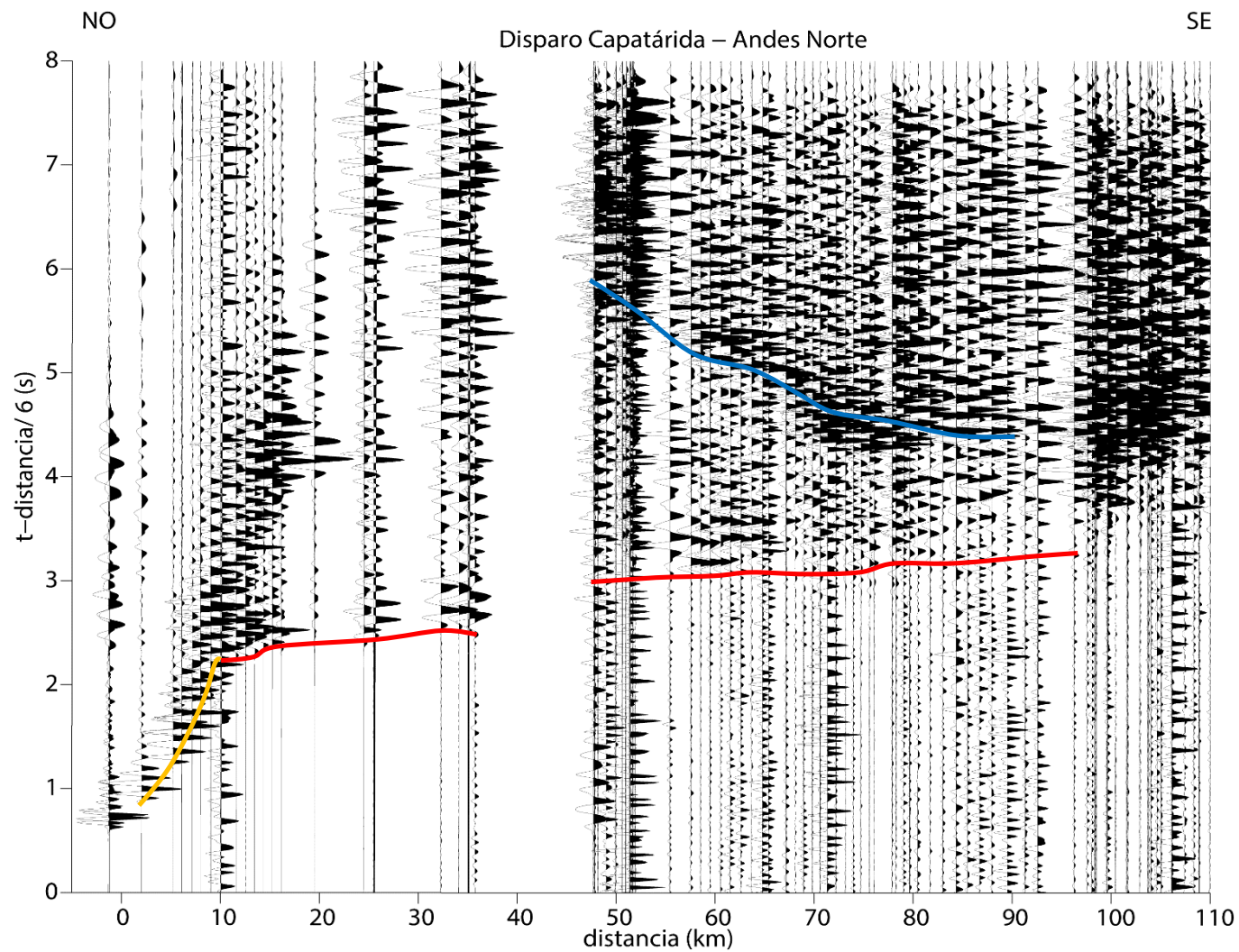


Figura 5.2. Sección Capatárida-Andes Norte, Vred 6 km/s. Línea: naranja Pg-sedimentaria; roja Pg-cristalina; azul PmP.

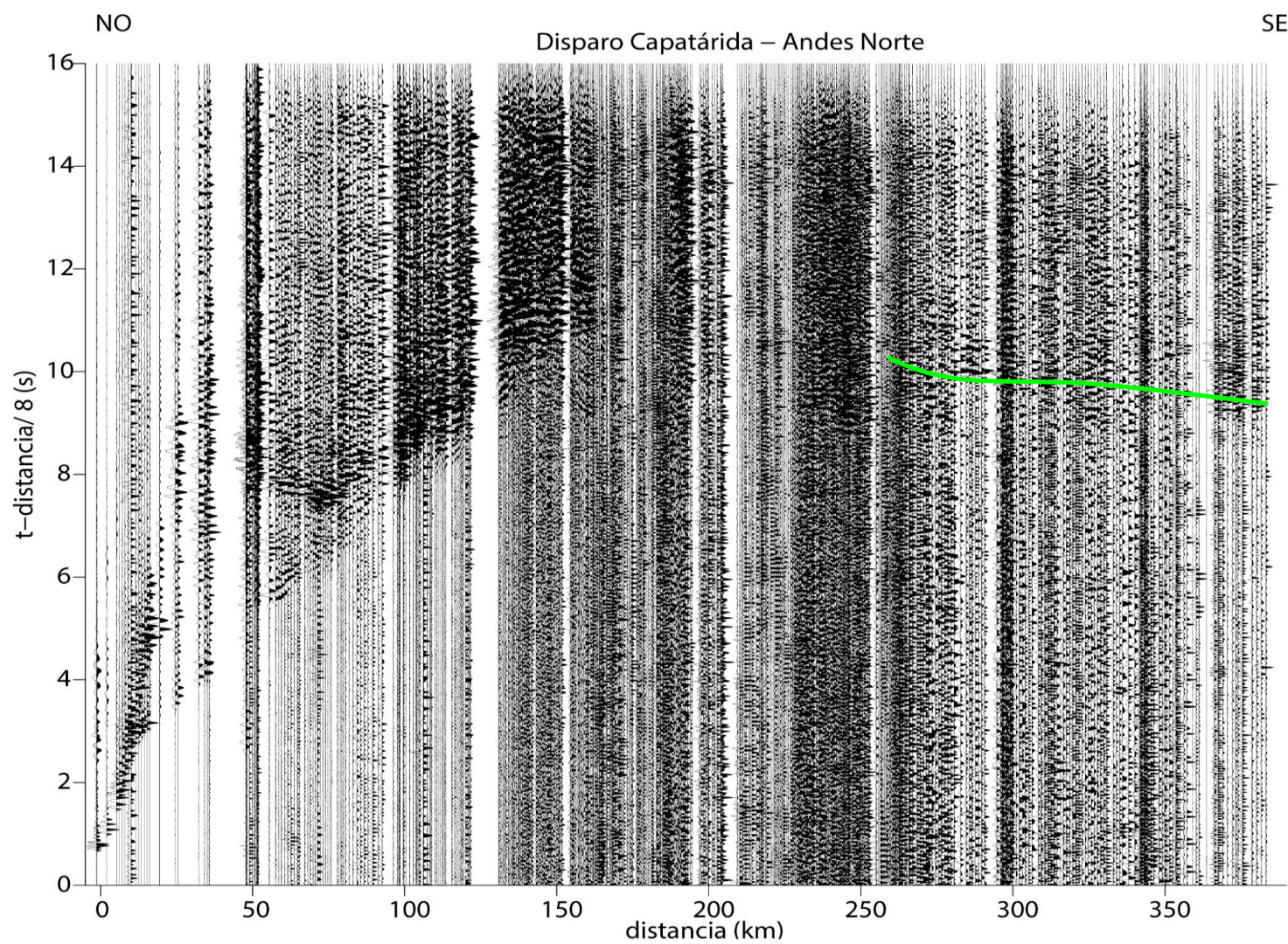


Figura 5.3. Sección Capatárída-Andes Norte, Vred 8 km/s. Línea verde correspondiendo a la refracción de ondas intra-mantélica.

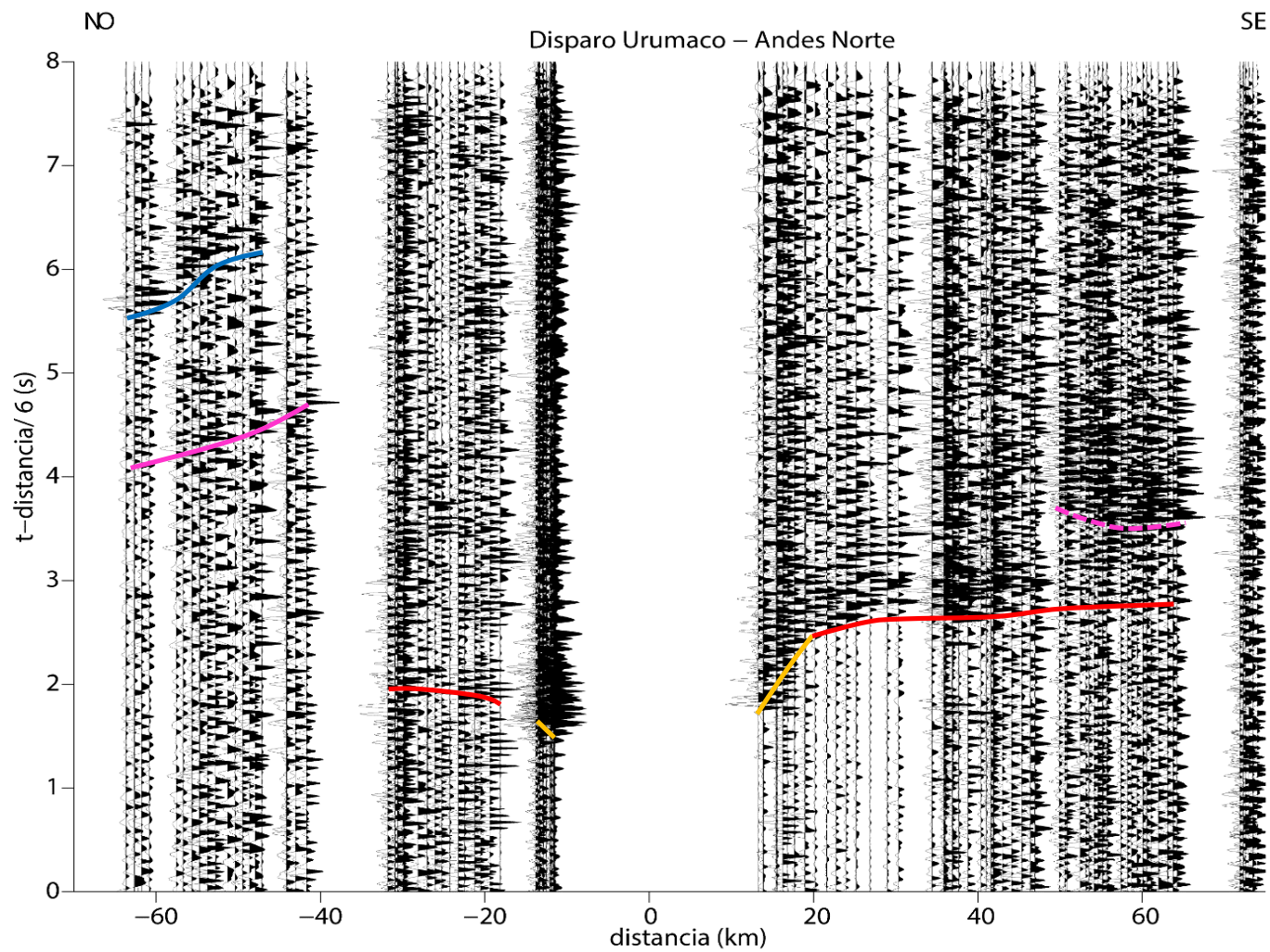


Figura 5.4. Sección Urumaco-Andes Norte, Vred 6 km/s. Línea: naranja Pg-sedimentaria; roja Pg-cristalina; azul PmP; fucsia PiP. La línea segmentada representa la fase inferida.

### **5.1.3 Sección Baragua**

La Figura 5.5 muestra una relativa simetría con respecto a las fases Pg, con la diferencia de que la fase Pg-sedimentaria al sureste se extiende hasta 38 km y al noroeste hasta 25 km. La refracción en el basamento cristalino se observa hasta los 58 km aproximadamente de distancia fuente-receptor en ambas direcciones (noroeste y sureste) a 2,6 s de tiempo reducido. Con respecto a la fase PmP solo se observa en dirección noroeste con una longitud de 35 km a partir de la distancia crítica ubicada a los 70 km con tiempo de reducción 5,4 s, estimándose la profundidad de Moho a 34,3 km. La fase PiP se identifica en dirección sureste desde 40 km hasta 98 km con tiempo de reducción entre 4,7 y 4 s, respectivamente. En esta misma dirección, se infiere la fase PmP desde los 42 km hasta 105 km a 5,3 s de tiempo reducido en la distancia crítica (42 km).

### **5.2.4 Sección Carora**

En la Figura 5.6 se pueden identificar las primeras llegadas de las refracciones de la fase Pg-sedimentaria hasta los 45 km al noroeste (1,2 – 2,1 s de tiempo reducido) y 20 km al sureste (1,5 – 2 s de tiempo reducido). La refracción en el basamento cristalino se adelanta en dirección sureste en comparación con llegadas en dirección noroeste. Al sureste alcanza una distancia fuente-receptor de 70 km a tiempo reducido de entre 2 s. Al noroeste alcanza 90 km a tiempo reducido de 2,4 s. Al igual que la sección Baragua, solo presenta reflexiones en el manto al noroeste y reflexión intracortical al sureste. La fase PmP presenta distancia crítica a 65 km con tiempo reducido de 6,2 s. La reflexión intracortical (PiP) se observa al suroeste desde los 85 km hasta 125 km de distancia. Se infiere la presencia de la fase PmP al sureste a 5 s de tiempo reducido a 50 km (distancia crítica)

### **5.2.5 Sección Quibor**

La Figura 5.7 presenta buena relación señal-ruido, lo que permite la identificación de las fases Pg y PmP en ambas direcciones de la sección. En dirección noroeste la primera se presenta hasta 60 km de distancia, y entre 1,7 y 2,2 s de tiempo reducido los primeros 28 km de esta fase corresponden a la Pg-sedimentaria. El punto crítico

de la reflexión en el manto se observa a los 65 km y a tiempo reducido de 5,2 s, siendo posible identificarla hasta 100 km a 4,5 s. En dirección sureste, la refracción en el basamento cristalino se observa hasta 62 km de distancia entre 1,3 y 1,7 s tiempo reducido. La fase PmP se presenta bien definida con una longitud de 32 km con distancia crítica a los 68 km y tiempo reducido 5,1 s.

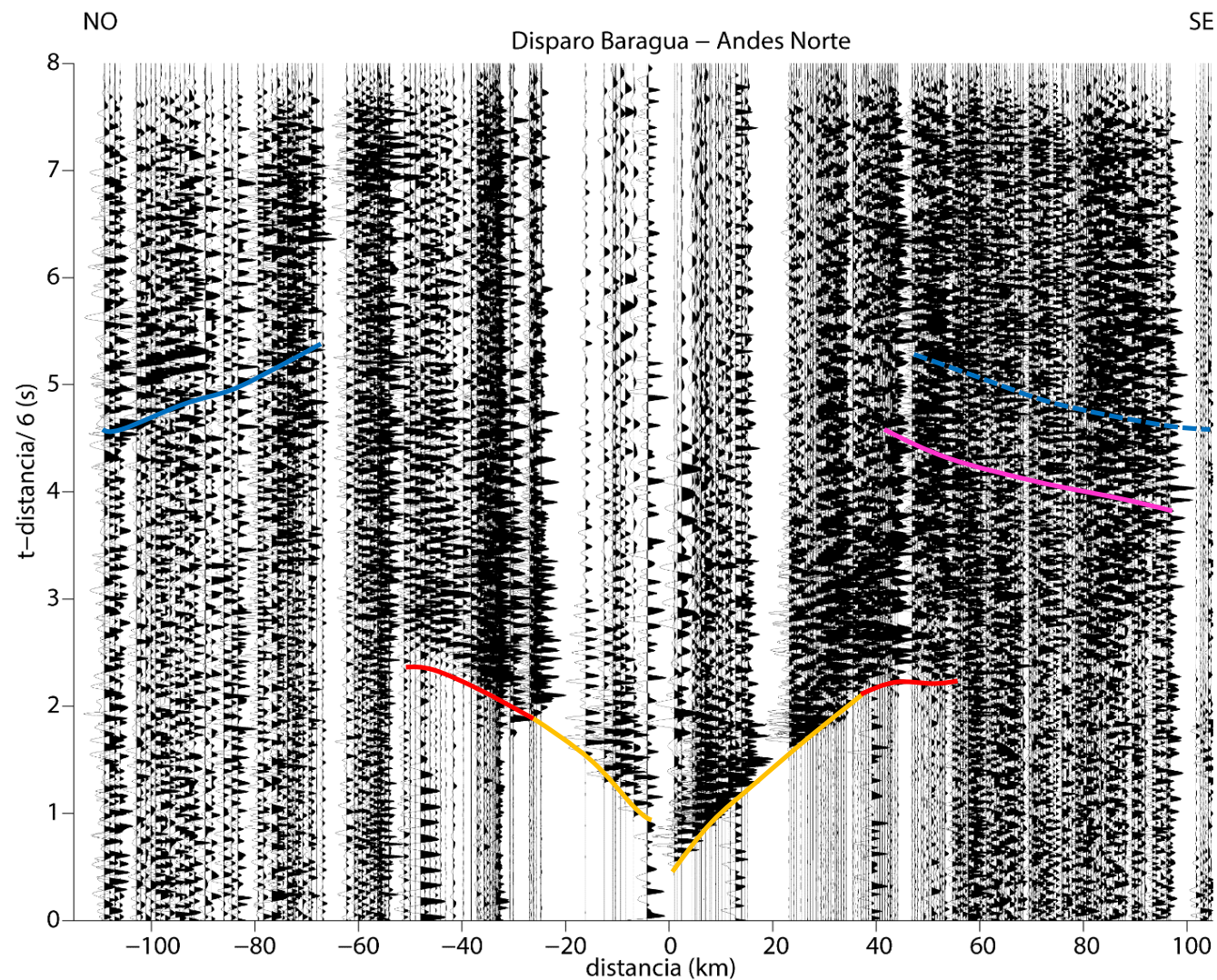


Figura 5.5. Sección Baragua-Andes Norte, Vred 6 km/s. Línea: naranja Pg-sedimentaria; roja Pg-cristalina; azul PmP; fucsia PiP. La línea segmentada representa la fase inferida.

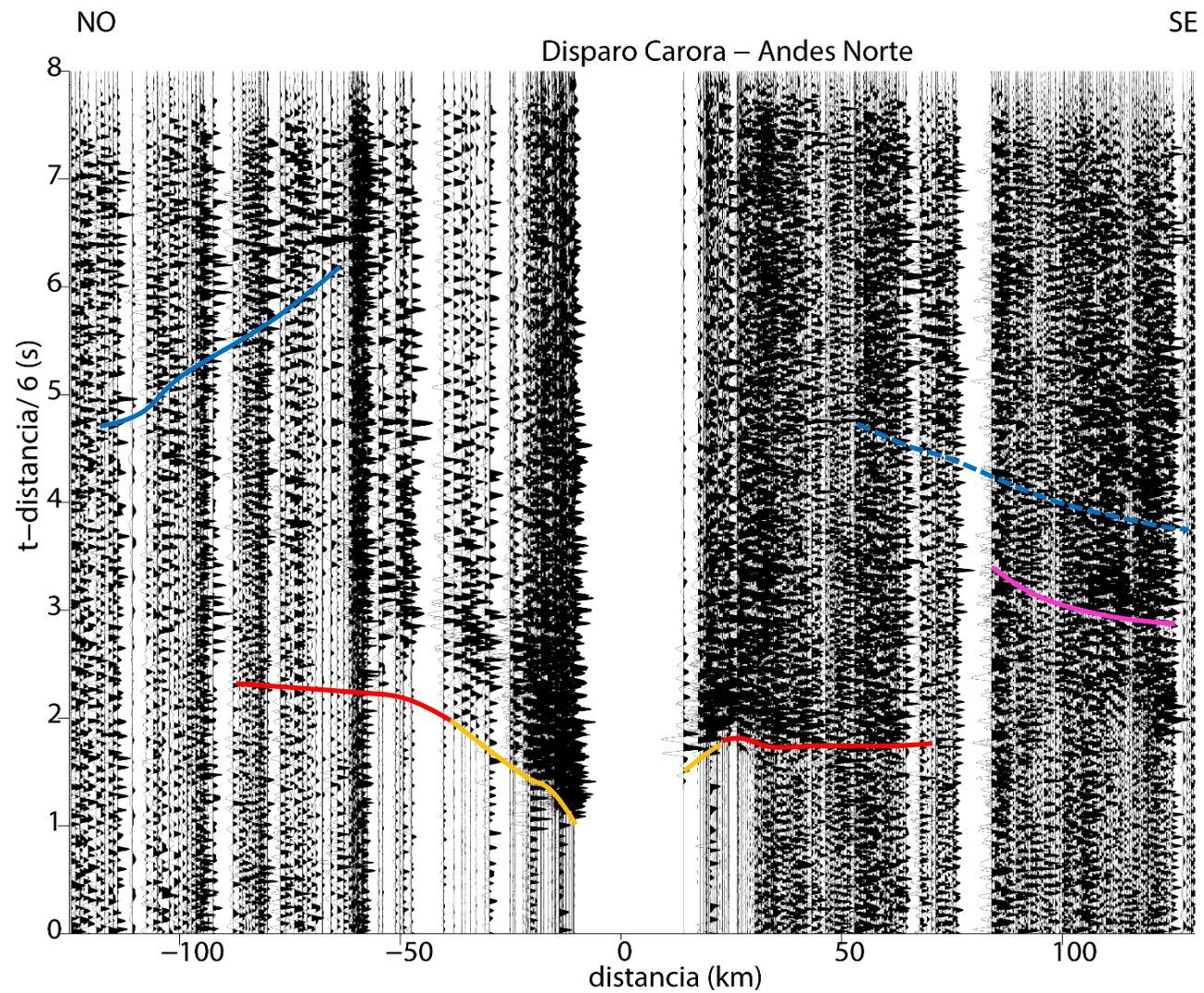


Figura 5.6. Sección Carora-Andes Norte, Vred 6 km/s. Línea: naranja Pg-sedimentaria; roja Pg-cristalina; azul PmP; fucsia PiP. La línea segmentada representa la fase inferida.

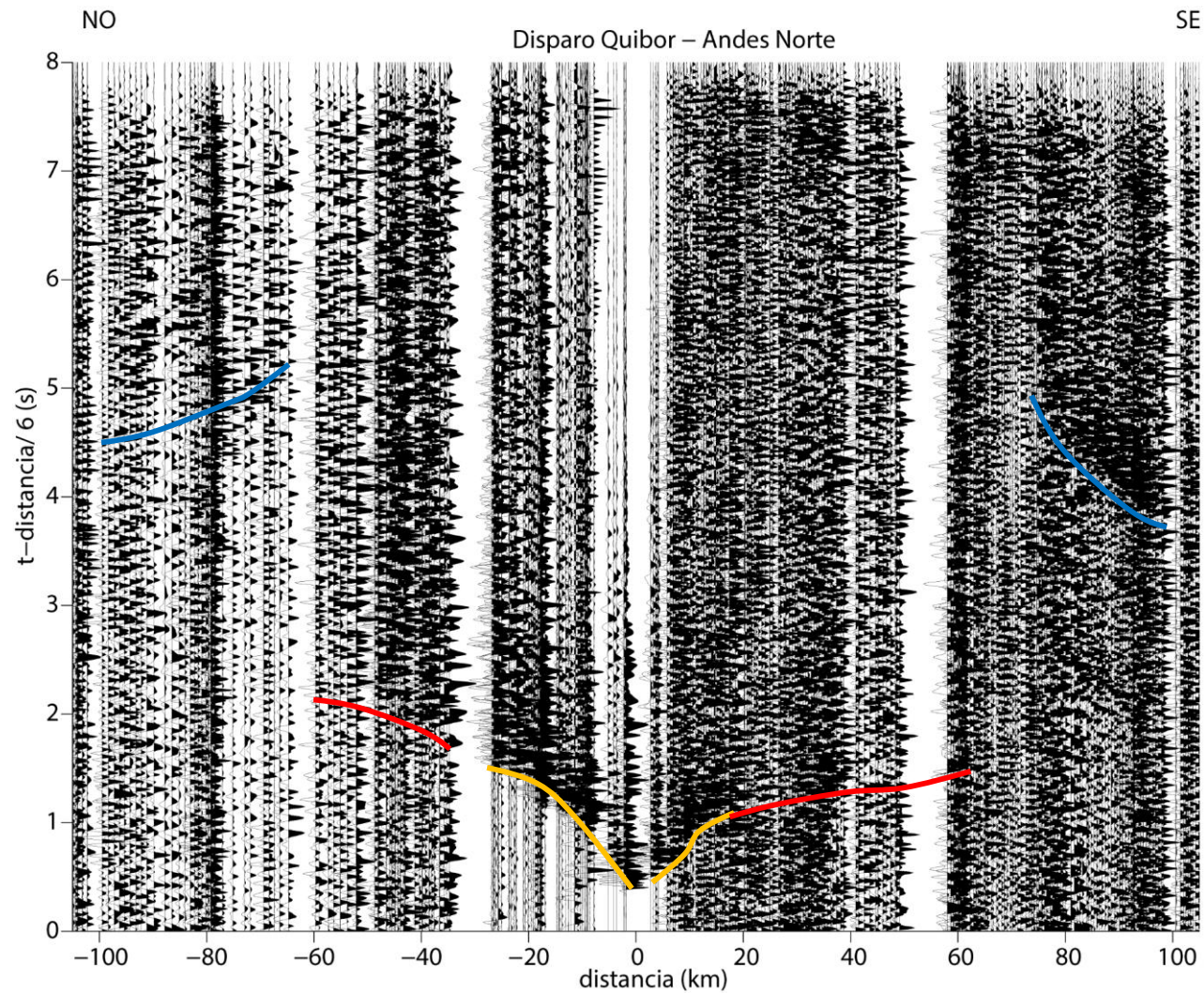


Figura 5.7. Sección Quibor-Andes Norte, Vred 6 km/s. Línea: naranja Pg-sedimentaria; roja Pg-cristalina; azul PmP.

### **5.2.6 Sección Barquisimeto**

Las llegadas correspondientes a las refracciones en el basamento cristalino (Figura 5.8) comienzan a mostrarse adelantadas hacia el sureste por acercarnos a la cadena andina, en comparación con la dirección noroeste que aun presenta cierto espesor sedimentario, con buena señal-ruido. Al noroeste se observa la fase Pg-sedimentaria los primeros 20 km de distancia con una velocidad aparente de 4,7 km/s. Se identifica una reflexión intracortical entre las distancias 65 y 125 km con tiempos reducidos de 4,9 a 3,5 s, respectivamente. La fase PmP se presenta con una longitud similar a la fase anteriormente mencionada pero a tiempo reducido de 5,95 y 4 s, con espesor estimado de 35,8 km de profundidad. En dirección sureste, la fase Pg-sedimentaria se extiende solo 10 km y la Pg-cristalina se extiende hasta casi los 100 km de distancia fuente-receptor, con velocidad aparente de 5,9 km/s. La reflexión en Moho se identifica de 4 a 3,5 s de tiempo reducido entre las distancias 75 y 110 km.

### **5.2.7 Sección Cabudare**

La sección Cabudare (Figura 5.9) presenta cierta similitud con la sección de Barquisimeto, las llegadas refractadas en el basamento cristalino en dirección sureste llegan a poco menos de 1 s de tiempo reducido por la cercanía del basamento. La velocidad aparente para esta fase es de 5,85 km/s y se extiende hasta alcanzar los 65 km. Se identifica la reflexión intracortical a tiempo de reducción de 2,4 s y presenta una longitud de 65 km a partir de 75 km de distancia fuente-receptor. La fase PmP se identifica a distancia crítica de 65 km. Al noroeste de la sección, la fase Pg-cristalina se extiende hasta los 75 km de distancia entre tiempos de reducción de 1 a 1,7 s. Las distancias de la fase Pg-sedimentaria no sobrepasa los primeros 10 km en ambas direcciones. La fase PmP se interpreta entre 53 a 130 km de distancia con 5,7 a 3,5 de tiempo reducido, respectivamente.

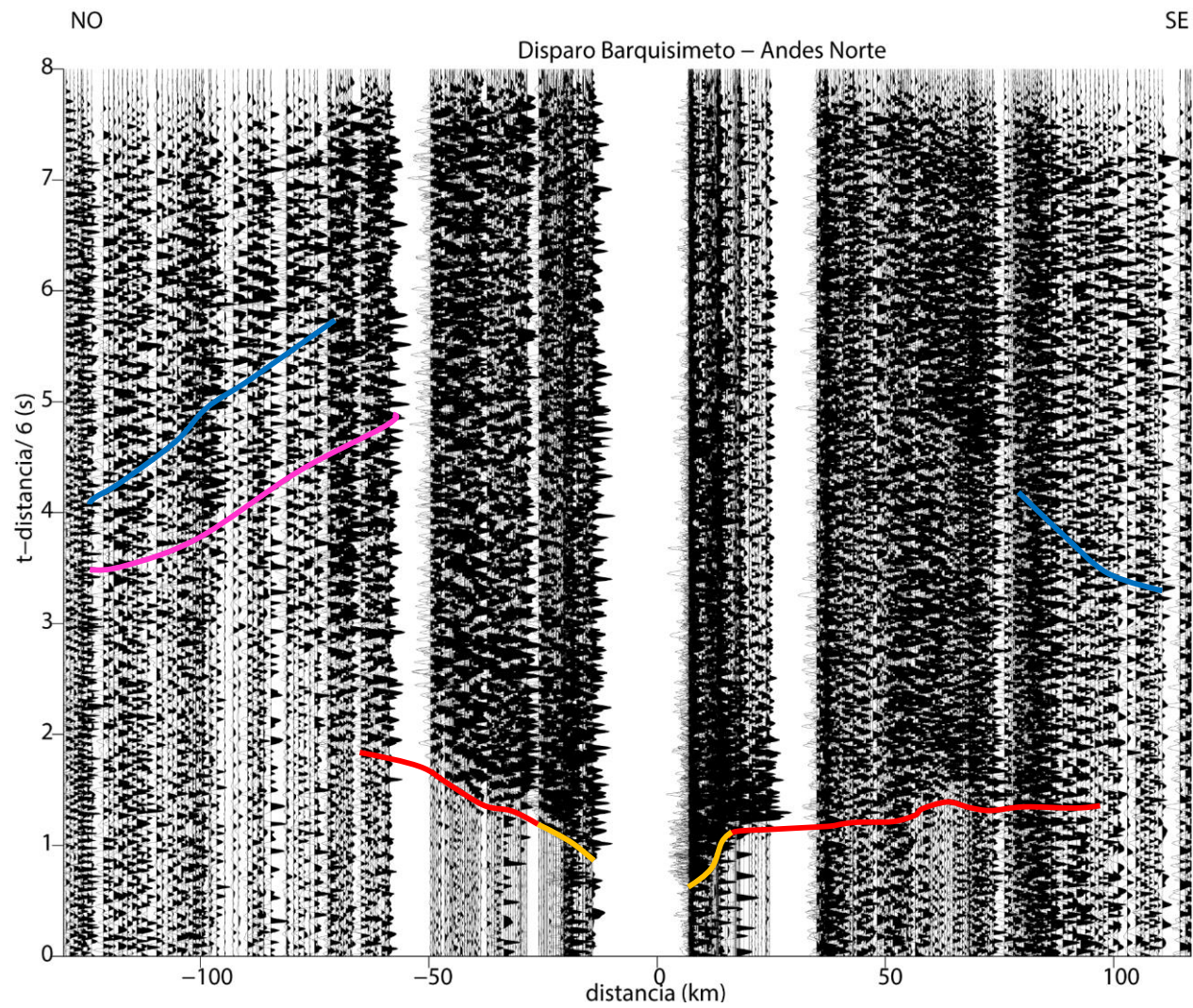


Figura 5.8. Sección Barquisimeto-Andes Norte. Línea: naranja Pg-sedimentaria; roja Pg-cristalina; azul PmP; fucsia PiP.

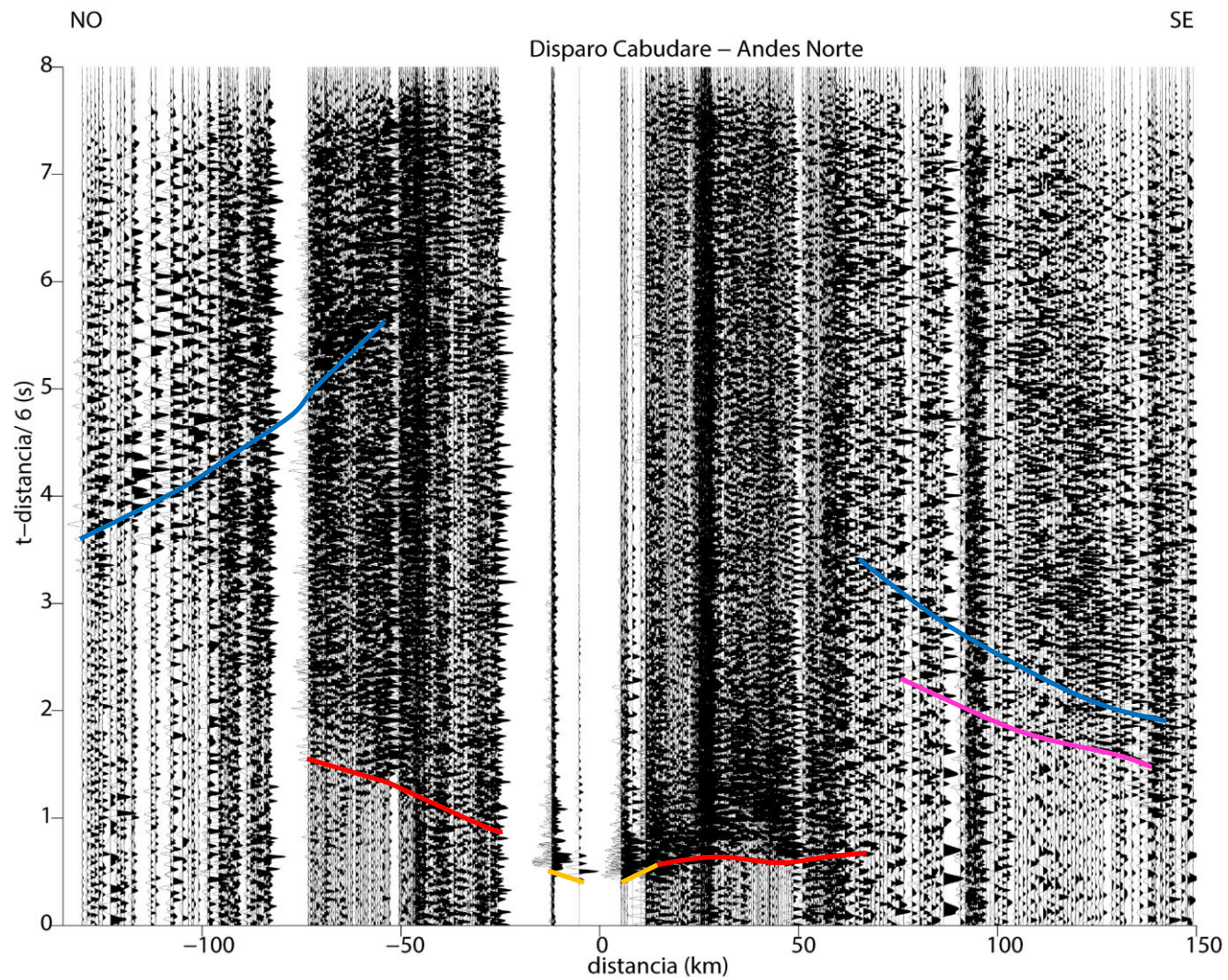


Figura 5.9 Sección Cabudare-Andes Norte, Vred 6 km/s. Línea: naranja Pg-sedimentaria; roja Pg-cristalina; azul PmP; fucsia PiP.

## 5.2 Modelos de s mica de gran ángulo del Perfil Andes Norte

El modelo se elaboró con base en el modelo s ntico realizado por  vila (2014) sobre el Perfil Andes Norte tomando solamente los primeros siete disparos para esta investigación. En este, se incluye la topografía a lo largo del perfil donde las mayores alturas corresponden a la Sierra de Baragua y a la expresión noreste de Los Andes de Mérida, haciéndose regular hacia el estado Guárico, tal como se observa en la siguiente figura (longitud del modelo 390 km). Para modelar tal superficie se emplearon 20 nodos, por motivo de que los espesores sedimentarios pueden ocasionar cambios en las curvas camino-tiempo.

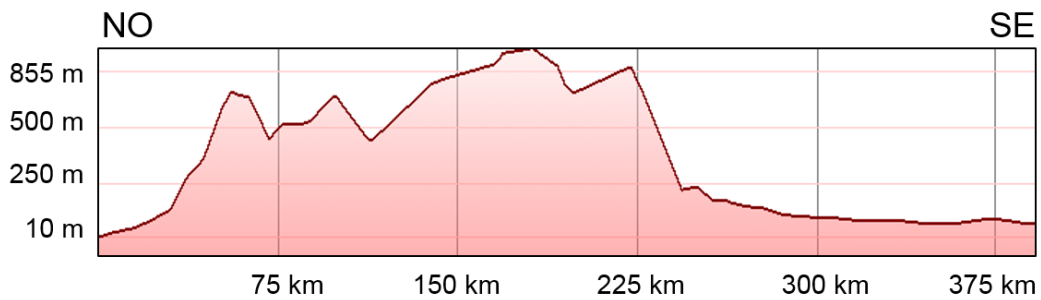


Figura 5.10. Perfil de elevación del Perfil Andes Norte (Alturas tomadas de Google Earth, 2015).

A continuación se muestra el trazado de rayo generado en RAYINVR (Zelt y Smith, 1992) y debajo de este las llegadas (observadas y calculadas) correspondientes a las fases identificadas en las secciones s micas (Figura 5.11). Junto con estos, se describen los rasgos característicos del modelo generado de ondas P empleando velocidad de reducción 6 km/s. Los disparos se encuentran ubicados con respecto a la línea de costa del estado Falcón, siendo hacia el sureste valores positivos.

Se propone un modelo que consta de seis capas, las cuales son sedimentos no consolidados, sedimentos consolidados, corteza superior, corteza inferior, manto superior y por último una estructura de baja velocidad en el manto. Las velocidades en este son cónsonas con las velocidades empleadas en los estudios corticales anteriores (Bezada *et al.*, 2007; Schmitz *et al.*, 2008).

La capa de sedimentos no consolidados presenta velocidades de propagación de las ondas P comprendidas entre 2,4 y 3,5 km/s con un valor máximo de profundidad de 2 km en la Cuenca de Falcón, y disminuyendo considerablemente a los 216 km de distancia en el perfil y ganando profundidad a 280 km de distancia por la posible acumulación de sedimentos de la Subcuenca de Guarumen ubicada al norte del Alto de El Baúl. Esta subyace a la de sedimentos consolidados con un rango de velocidades de 3,8 a 5,1 km/s y profundidades máximas de 6 km que se atribuye a la profundidad las Napas de Lara. Esta capa han sido definidas con buena precisión debido a la buena cobertura de los disparos en la zona para los primeros 50 km, en promedio, de distancia fuente-receptor en cada una de las secciones.

La corteza superior (tercera capa) posee velocidades que oscilan entre 5,35 y 6,2 km/s. Esta engrosa en zona central del modelo hasta alcanzar una profundidad máxima de 28 km y se observa un leve desplazamiento hacia el noroeste. La corteza inferior (cuarta capa) sus velocidades varían entre 6,35 y 7,4 km/s. Entre estas dos capas se reflejan fases que se interpretan como una fase intracortical que pudiera ser atribuida a la discontinuidad de Conrad.

El manto superior o manto litosferico, presenta un valor de velocidad de propagación promedio de 7,7 km/s. En la sección Capatárída (Figura 5.3), se detectó una refracción profunda (entre 260 y 380 km de distancias con tiempo reducido de 10,4 y 9,8 s, respectivamente) que fue interpretada como la respuesta de una interfaz intra-mantelar. Esta interfaz se localiza a una profundidad de 65 km y separa al manto litosferico de baja velocidad de una zona de velocidades mayores. Este límite se interpreta como la base de la litosfera.

En cuanto al modelo de velocidades de propagación de ondas P (**Error! Reference source not found.**), la primera capa corresponde a formaciones sedimentarias no consolidadas de menor velocidad de edad Mioceno. Seguido de esta acumulación, se encuentra la respuesta de la Cuenca de Falcón presentando un espesor máximo de 2 km, lo que confirma que la zona occidental de la Cuenca de Falcón disminuye su espesor hacia la Cuenca de Maracaibo, en palabras de Muessig (1984).

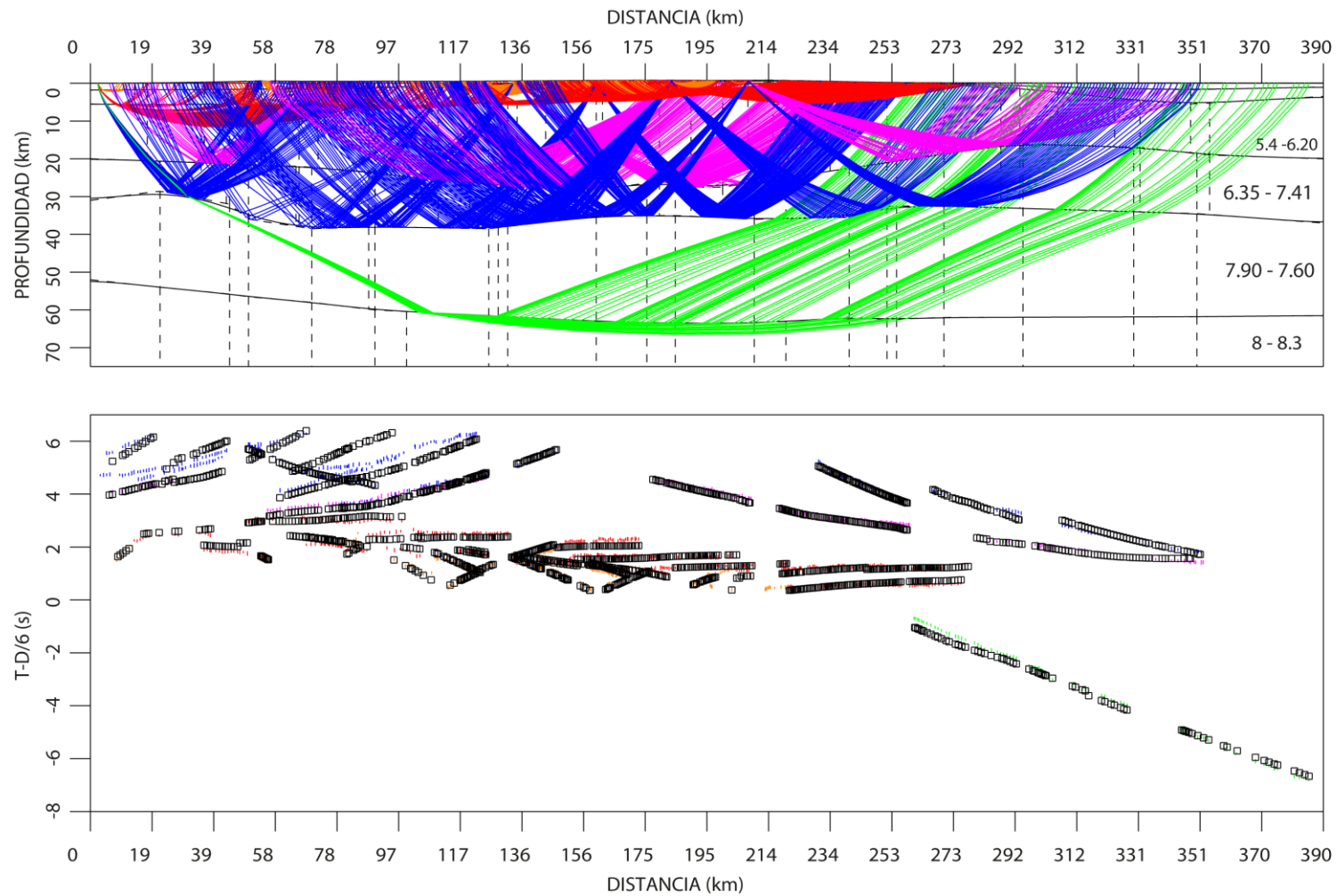


Figura 5.11. Modelo de Trazado de Rayos del Perfil Andes Norte en el segmento de interés. Tiempo calculado: cuadros negros; tiempo observado: Segmentos de líneas. Pg-sedimentaria: naranja; Pg-cristalina: rojo; PiP: rosado; PmP: azul; P refractada intramantelar: verde. Velocidad expresada en km/s.

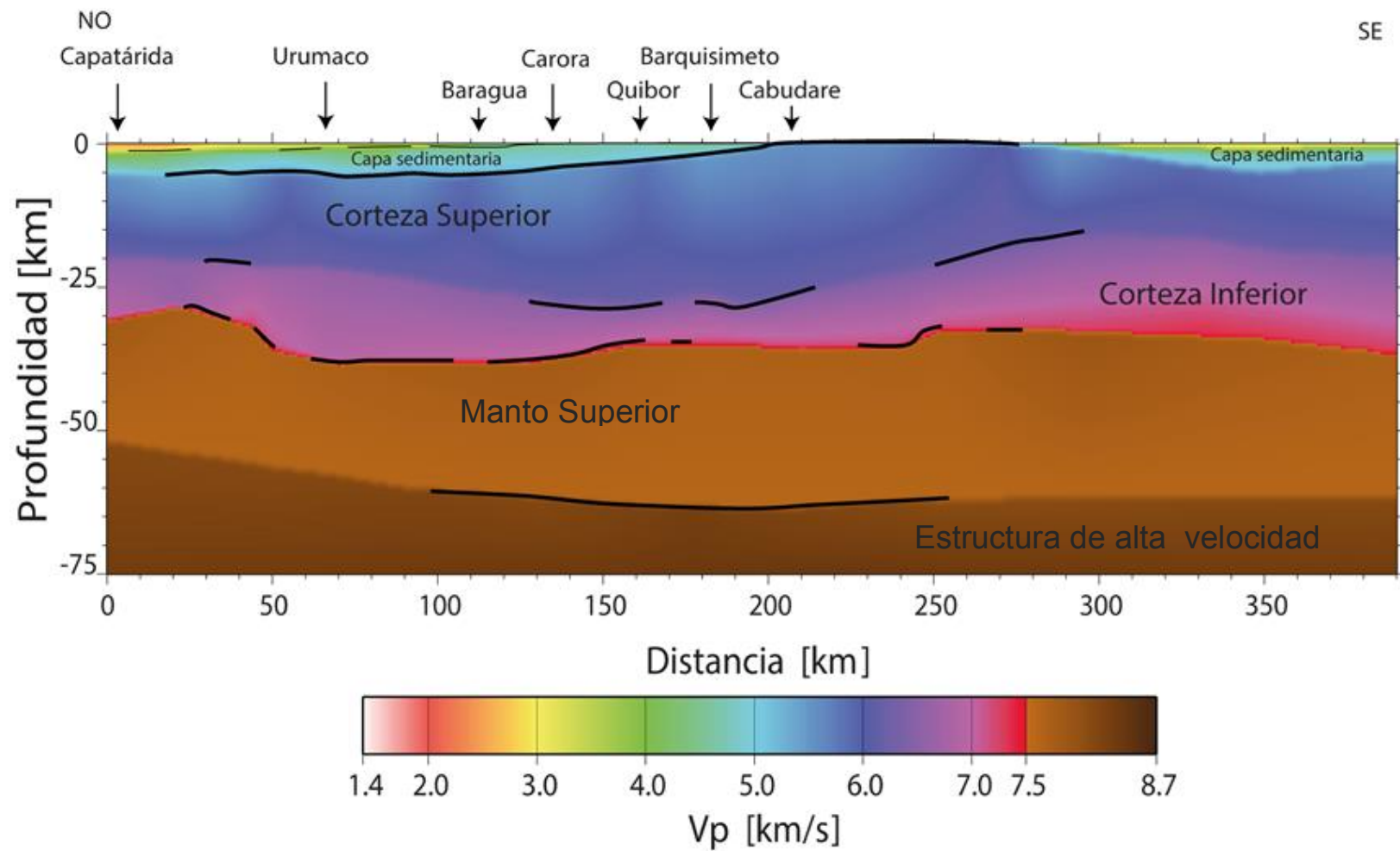


Figura 5.12. Modelo de Velocidades del Perfil Andes Norte segmento Capatárída-Cabudare. Líneas negras significan zonas de cobertura de la fase observada; Flechas negras indican la ubicación de los disparos.

Hacia las ciudades de Barquisimeto y Cabudare las capas de bajas velocidades disminuyen, dejando espesores de solo 0,4 km por debajo de la topografía, cónsono con las profundidades de las cuencas ubicadas en este sector estimadas por De Marco (2004) en su modelo gravimétrico (Figura 5.13). Stephan (1985), coloca a la Formación Barquisimeto (cuerpo alóctono de Las Napas de Lara) como basamento de la Cuenca de Cabudare. Estas napas se encuentran modelada a una profundidad máxima de 6 km, sirviendo de basamento también para la Cuenca de Falcón.

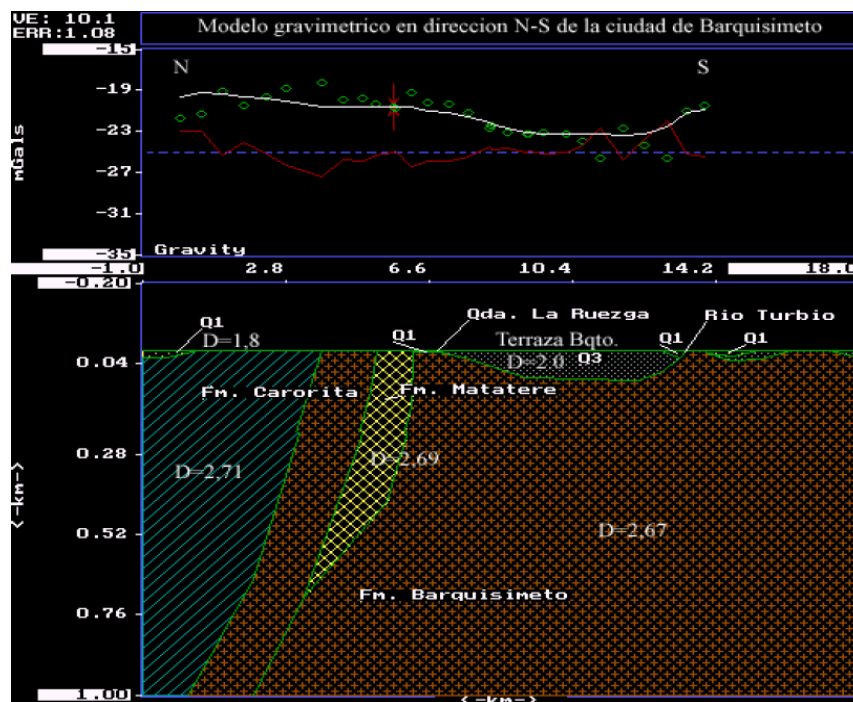


Figura 5.13. Modelo gravimétrico N-S de la ciudad de Barquisimeto (Tomado de De marco, 2004).

La tercera capa se interpreta como corteza superior y se presenta en su tope variaciones laterales de velocidades bajas. Dichas variaciones se asocian a las estructuras interpretadas por Ramírez (2014) resultante del método de la Deconvolución de Werner (Figura 5.14). La Falla de Oca-Ancón se ve opacada en el método aplicado por Ramírez (2014) por la respuesta de las Napas de Lara, caso contrario a se presenta en el modelo de velocidades, donde esta marca su ubicación con una velocidad de 5,8 km/s a nivel cortical. El Corrimiento Frontal del sur se observa una velocidad de 5,2 km/s hasta una profundidad aproximada de 20 km, correspondiente con el método en comparación. El Alto de El Baúl no se

correlaciona claramente debido a que al sureste del modelo propuesto no se tiene control de las profundidades.

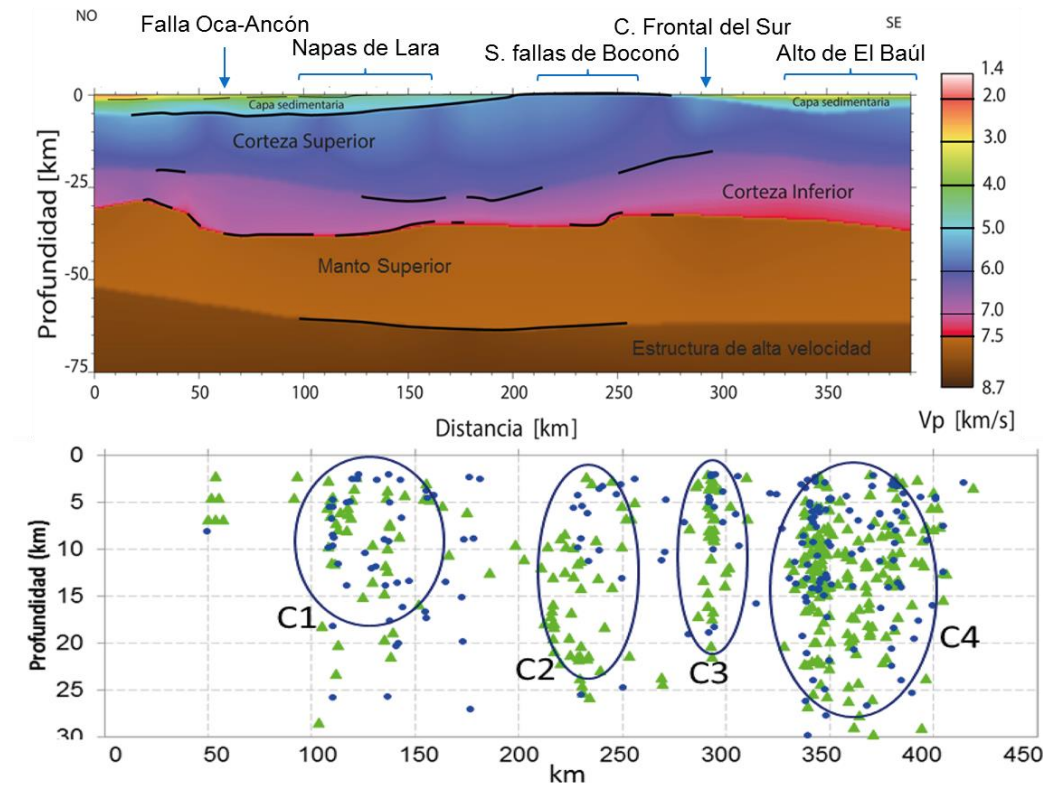


Figura 5.14. Comparación entre el modelo de velocidades obtenidos y la Deconvolución de Werner realizada por Ramírez (2014).

Al igual que en el modelo propuesto por Bezada *et al.* (2007), se ha podido distinguir la corteza inferior (cuarta capa). El contacto entre la corteza superior y la corteza inferior, concuerda con las profundidades estimadas en el modelo propuesto por este autor en la zona de control de Barquisimeto (Figura 5.15).

En principio, para la quinta capa (limite corteza-manto) se aprecia un adelgazamiento leve de 28,5 km entre los disparos Capatárida y Urumaco, específicamente a 10,4 km al este de Dabajuro, que luego profundiza a 38,5 km por debajo de la población de Urumaco, disminuyendo a un espesor de 36 km en la ciudad de Barquisimeto y aumentando nuevamente hacia el suroeste. Esta tendencia es la misma que se observa en el mapa de espesor cortical en el área elaborado por Niu *et al.* (2007), con base en resultados de análisis de funciones receptoras (Figura 5.16), que no supera los 39 km de profundidad en la zona del perfil.

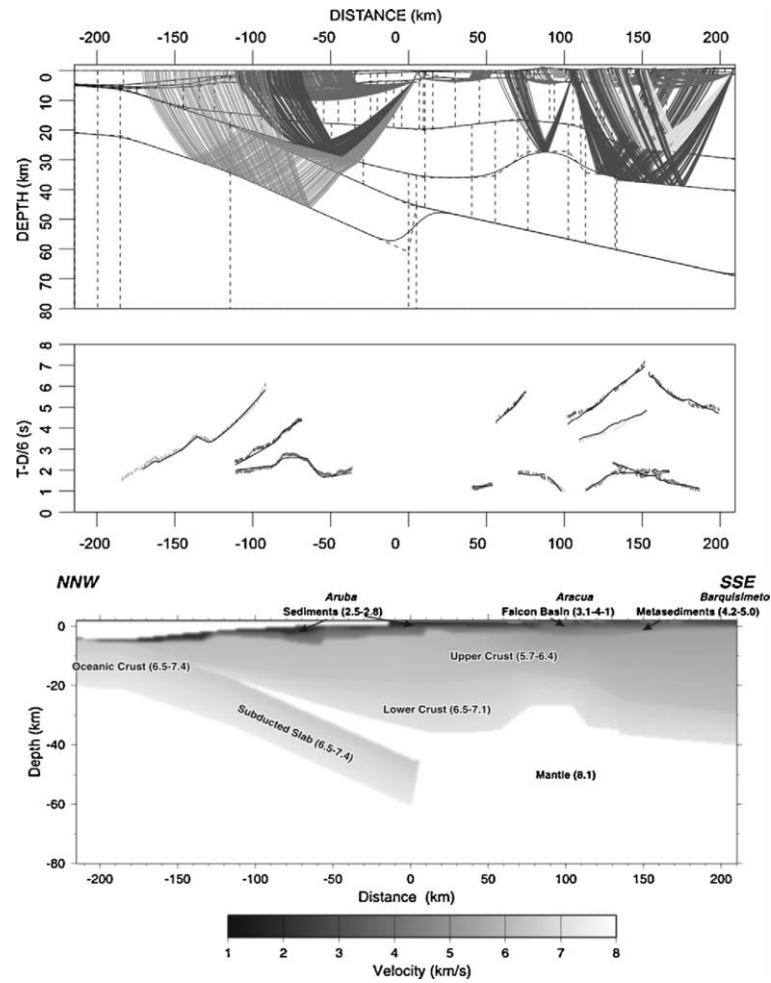


Figura 5.15. Modelo de trazado de rayos y modelo de propagación de ondas P del perfil 70° (Tomado de Bezada *et al.*, 2007).

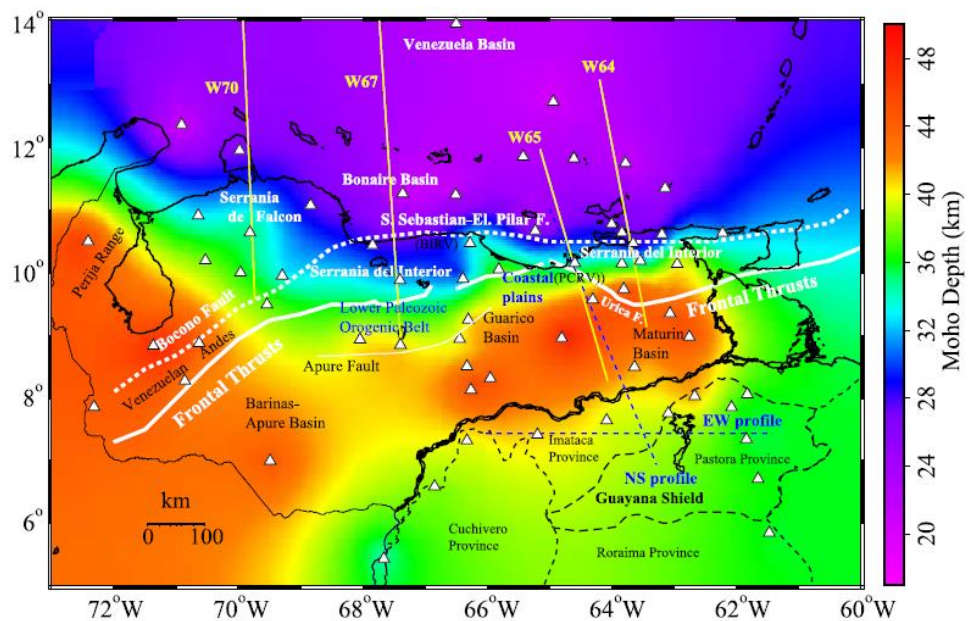


Figura 5.16. Mapa de profundidad de moho al norte de Venezuela elaborado con resultados de funciones receptoras (Tomado de Niu *et al.*, 2007).

Se infiere que la sexta capa corresponde a la base de la litosfera. Esta se ubica por encima de la interfaz nombrado por Masy *et al.* (2015) como el límite litosfera-astenosfera (LAB). La ubicación de los perfiles a los que se hace referencia en la Figura 5.17 se observa en el Anexo 2.

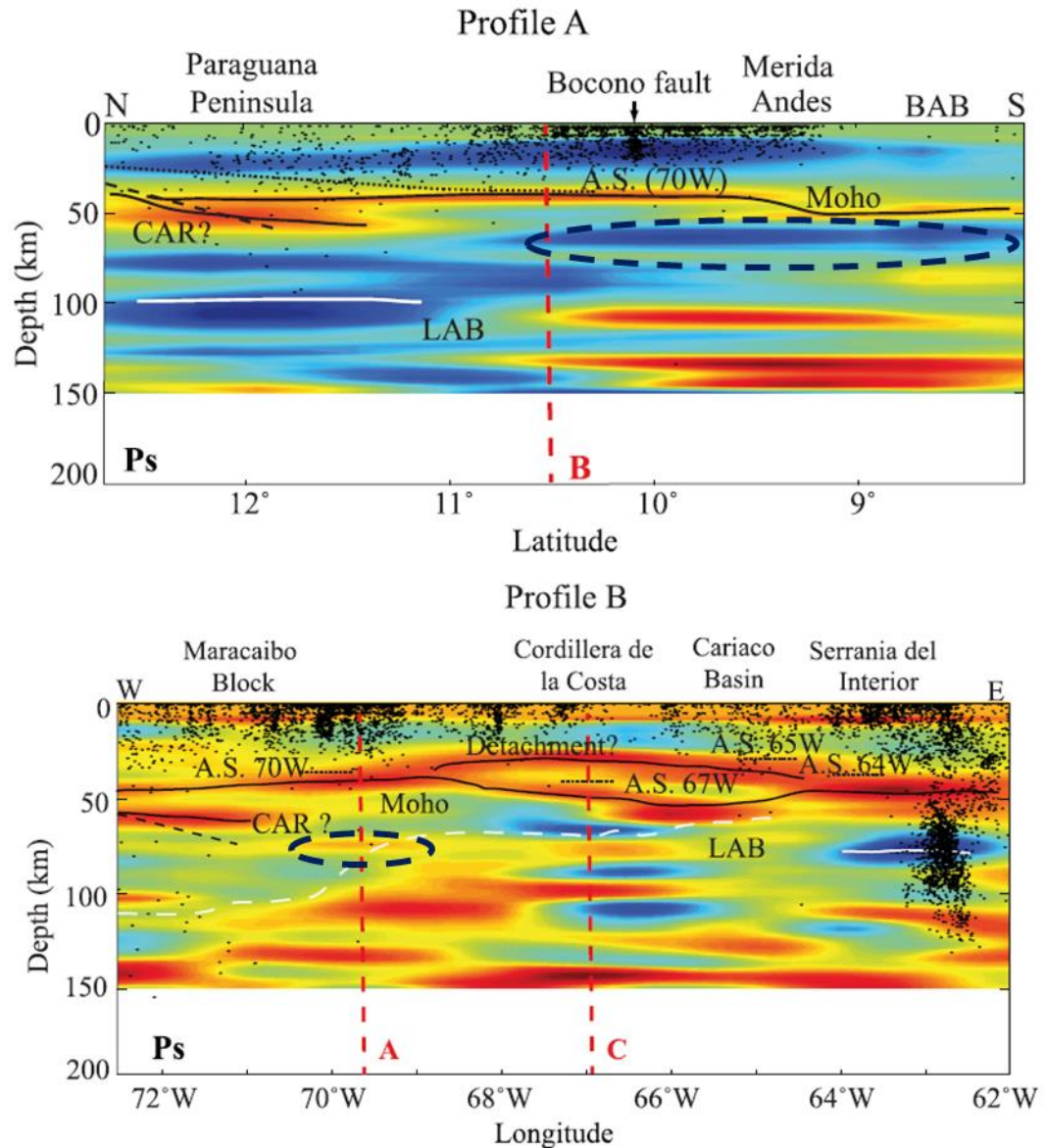


Figura 5.17. Imagen de función receptora Ps obtenida con la aplicación del método de puntos de conversión común (Tomado de Masy *et al.* 2015). Perfil A ubicado en el occidente de Venezuela y Perfil B en dirección oeste-este. Los colores rojo y azul indican saltos de velocidad positivas (bajo a alto) y negativas (alto a bajo), respectivamente. Abreviaciones: LAB-límite litosfera-astenosfera; CAR-subducción del caribe.

Tabla 4.1. Comparación de las profundidades estimadas por Ramírez (2014) y la presente investigación.

|                                | Profundidad (km) |               |                                   |
|--------------------------------|------------------|---------------|-----------------------------------|
|                                | Ramírez (2014)   | Flores (2015) |                                   |
| Sedimentos                     | 2,48             | 2,5           | Espectro de potencia gravimétrico |
| Basamento de Las Napas de Lara | 8,34             | 6             |                                   |
| Discontinuidad de Moho         | 30,01            | 34            |                                   |
| Discontinuidad de Conrad       | 20,71            | 20,5          | Espectro de potencia magnético    |

Como puede observarse en la tabla anterior, el espesor que estima Ramírez (2014) para las diferentes capas respecto a los espectros de potencia gravimétricos y magnéticos son cónsonas con las estimadas en la presente investigación. Sin embargo, los resultados obtenidos mediante la sismica profunda son más detallados pues se tiene control en diferentes zonas mientras que los resultados de tales espectros son profundidades promedio a lo largo de perfil.

## CAPÍTULO 6

### CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

#### 6.1 Conclusiones

Las primeras llegadas correspondientes a la refracción en el basamento cristalino corrobora la disminución del espesor de la capa sedimentaria casi por completo debajo de la ciudad de Cabudare. Las secciones interpretadas en dirección sureste se dificulta la identificación de las fases PiP y PmP por el ruido que presentan las trazas al estar ubicadas en zonas urbanas.

La fase profunda correspondiente a la refracción intra-mantélica, interpretada como una estructura de alta velocidad se encuentra a una profundidad de 65 km, fue identificado en el disparo Capatárida alcanzando 387 km de distancia. En las secciones interpretadas, no se observó la refracción en el manto superior (fase Pn). Sin embargo, hay indicios para llegadas de Pn aproximadamente 1 s antes de la refracción indicada en la sección Capatárida.

En el modelo de trazado de rayos generado en Rayinvr se definieron los rasgos básicos de la Cuenca de Falcón, así como también la estimación de la profundidad del basamento de las Napas de Lara en su extensión a lo largo del perfil, y la expresión del extremo noreste de Los Andes de Mérida a nivel cortical. Esta información se resume en el modelo de velocidades planteado para el perfil, donde los gradientes de velocidades entre las capas representan la heterogeneidad de estas.

El ajuste de los tiempos de llegadas presenta cierta ambigüedad al noroeste del modelo, ya que corresponde a una zona tectónicamente compleja debido a la presencia de fallas de cabalgamiento acompañadas de estructuras plegadas fraccionadas por fallas transcurrentes ortogonales a los corrimientos en el centro la Cuenca de Falcón, descrito por Baquero *et al.* (2009).

Igualmente, el modelo bidimensional presenta variaciones laterales de velocidad que se atribuyen a las estructuras que se encuentran a lo largo del perfil (Falla de Oca-Áncón y Corrimiento Frontal del sur). A nivel cortical, se observa una

desviación leve de la raíz andina hacia el NO, lo que puede sustentar la hipótesis de Audemard y Audemard (2002) de una raíz asimétrica.

Se propone la base de la litosfera por debajo de los 65 km en la zona central del modelo, presentando un gradiente de velocidad de 0,4 km/s, identificada también en la zona costa afuera por los datos Ps de funciones receptoras estudiados por Masy *et al.* (2015).

## **6.2 Recomendaciones**

Se recomienda validar la interpretación de los datos realizada en el presente trabajo con la información disponible de datos gravímetros, magnéticos y de geología superficial existente. Así como también, realizar la interpretación de fases corticales de ondas S que se presenten en las secciones sísmicas y generar un modelo de trazado de rayos para estas con el fin de corroborar las estructuras.

Además, se recomienda instalar estaciones sismológicas de banda ancha a lo largo del perfil para poder aplicar estudios de sismología pasiva que permitan realizar una tomografía que complementen los resultados de la sísmica activa para afinar los modelos propuestos para la zona.

Para finalizar, a partir del modelo propuesto, más allá del enfoque en las capas sedimentarias en la que se centra la investigación, el interpretar fases profundas permite realizar un aporte de profundidades y velocidades corticales a la base de datos ya existente. Asimismo, la presencia de una estructura dentro del manto, genera nuevas interrogantes que podrán ser aclaradas al desarrollarlas en estudios futuros.

## BIBLIOGRAFÍA

- Almarza, R. (1998). Campos petrolíferos de Venezuela. 32 Campo de Mauroa. Fuente: <http://www.pdv.com/lexico/camposp/cp032.htm>. Recuperado el 15 de abril de 2015.
- Arnaiz, M., Bezada, M. y Schmitz, M. (2014). SEISPLOT: un código interactivo para mostrar y seleccionar las primeras llegadas en sismica de gran ángulo. Jornada de Investigación de la Facultad de Ingeniería 2014, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Audemard, F. (1993). Trench investigation across the Oca-Ancon fault system, Northwestern Venezuela. 2nd International Symposium on Andean Geodynamics, Oxford. p. 51-54.
- Audemard, F. (1995). La cuenca terciaria de Falcón, Venezuela noroccidental: Síntesis estratigráfica, génesis e inversión tectónica. IX Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas (en diskette).
- Audemard, F. (1997). Tectónica activa de la región septentrional de la cuenca invertida de Falcón, Venezuela occidental. VIII Congreso Geológico Venezolano, Porlamar, 1, 93-100.
- Audemard, F. (2002). Ruptura de los grandes sismos históricos venezolanos de los siglos XIX y XX revelados por la sismicidad instrumental contemporánea. 9no Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas. p. 17-20.
- Audemard, F. (2003). Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Mérida Andes, Venezuela. *Quaternary International*, 101, 43-65.
- Audemard, F. (2014). Segmentación sismogenética de la falla de Boconó a partir de investigaciones paleosísmicas por trincheras, Venezuela occidental: ¿migración de la ruptura hacia el noreste en tiempos históricos?. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(2), 247-259.
- Audemard, F., Machette, M., Cox, J., Dart, R., y Haller, K. (2000). Map and database of Quaternary faults in Venezuela and its offshore regions, *Open-File Report 00-018* USGS.
- Audemard, F. E. y Audemard F. A. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America–Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics* 345: 299–327.
- Ávila, J. (2014). *Modelado Litosférico de Los Andes de Mérida como Base para los Estudios Sísmicos de Gran Angulo*. Trabajo especial de grado, Maestría en Geofísica de Exploración. Inédita. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

- Baquero, M., Acosta, J., Kassabji, E., Zamora, J., Sousa, J. C., Rodríguez, J. y Schneider, F. (2009). Polyphase development of the Falcón Basin in northwestern Venezuela: implications for oil generation. *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1), 587-612.
- Baquero, M., Valencia, V., Urbani, F. y Pinto, J. (2014). Geocronología U-Pb en zircones detríticos del metaconglomerado basal perforado por el pozo MIT-1X, delta del río Mitare, estado Falcón. Fuente: <http://falconbasinvzla.blogspot.com/2014/09/geocronologia-u-pb-en-zircones.html>. Recuperado el 16 de marzo de 2015.
- Bellizzia, A. (1985). Sistema montañoso del Caribe – una Cordillera alóctona en la parte Norte de América del Sur. *Memorias VI Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, 10: 6657 – 6836.
- Bellizzia, A., y Rodríguez, D. (1967). Guía de la excursión a la región de Duaca-Barquisimeto-Bobare. *Boletín de Geología (Caracas). M.M.H.*, 8 (16): 289-309.
- Bezada, M. (2005). *Modelado Bidimensional de la Corteza en la Zona de Colisión Caribe – Sudamérica, Región Occidental de Venezuela (Estados Falcón y Lara)*. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Simón Bolívar, Sartenejas. 194 pp.
- Bezada, M., Schmitz, M., Jácome, M., Rodríguez, J., Audemard, F., Izarra, C., y BOLIVAR Active Seismic Working Group. (2007). Crustal structure in the Falcón Basin area, northwestern Venezuela, from seismic and gravimetric evidence. *Journal of Geodynamics*, 45(4), 191-200.
- Boesi, T., y Goddard, D. (1991). A new geologic model related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcon Basin, northwestern Venezuela. *Active margin basins, AAPG Bulletin*, 52, 303-319.
- Bormann, P., Storchak, D., Thatcham, B. y Johannes, S. (2013). The IASPEI standard nomenclature of seismic phases. Doi: 10.2312/GFZ.NMSOP-2\_IS\_2.1
- Cantos, J. (1978). *Tratado de geofísica aplicada*. España: Litoprint. 503 pp.
- Casas-Sainz, A. (1992). A neotectonic model for the northern sector of the Bocono fault (southern boundary of the Caribbean plate, Venezuela). 13th Caribbean Geological Conference. Pinar del Río, Cuba.
- Cediel, F., Shaw, R.P., Cáceres, C., 2003. Tectonic assembly of the Northern Andean Block, in C. Bartolini, R.T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir* 79: 815–848.
- Contreras, D. (2008). Defining the northeastern boundary of the supergiant Maracaibo foreland basin, Venezuela. Tesis de maestría. Universidad de Texas, Austin. 184 pp.

- De Marco, R. (2004). *Caracterización geofísica de la terraza aluvial de Barquisimeto, Estado Lara: integración de sísmica refracción, ruido sísmico ambiental y gravimetría*. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela. Caracas. 215 pp.
- Durán-Sindreu, M. (2007). *Diseño e implementación de un filtro paso banda de banda estrecha con topología interdigital a frecuencias UHF y microondas*. Trabajo final de carrera. Universidad Autónoma de Barcelona, Bellaterra.
- Ettwein, V. y Maslin, M. (2011). The structure of the Earth. En: *Fundamentals of physical geography*, London, UK: University of London. p 7-28.
- Fowler, C. M. R. (2005). *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*. New York: Cambridge University Press. 726 pp.
- Gajardo, E., Nicolle, J., Castejón, B. Marquéz, C. y Urbáez, M. (1986). Modelo de corteza en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo. III Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas. p. 102-111.
- Gallart, J. (2003). Estructura interna de la tierra. *Revista Española de Física*, 17(6), 21-25.
- Gansser, A. (1973). Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society*, 129(2), 93-131.
- Gebrande, H. A. (1976) Seismic-Ray Tracing Method for Two-Dimensional Inhomogeneous Media. En: P. Giese, K. Prodehl y S. Stein (Eds.), *Explosion seismology in Central Europe, data and results*, Springer, Berlin. p. 162-167.
- Giese, P. (1976a). Models of Crustal Structure and Main Wave Groups. En: P. Giese, K. Prodehl y S. Stein (Eds.), *Explosion seismology in Central Europe, data and results*, Springer, Berlin. p. 196-200.
- Giese, P. (1976b). Problems and Tasks of Data Generalization. En: P. Giese, K. Prodehl y S. Stein (Eds.), *Explosion seismology in Central Europe, data and results*, Springer, Berlin. p. 137-145.
- Giese, P. (1976c). General Remarks on Travel Time Data and Principles of Correlation. En: P. Giese, K. Prodehl y S. Stein (Eds.), *Explosion seismology in Central Europe, data and results*, Springer, Berlin. p. 130-136.
- Giese, P. (1976d). Depth calculation. En: P. Giese, K. Prodehl y S. Stein (Eds.), *Explosion seismology in Central Europe, data and results*, Springer, Berlin. p. 146-161.
- Giese, P., Prodehl, C., Schroder, H. y Stein, A. (1976). Presentation of Record Sections. En: P. Giese, K. Prodehl y S. Stein (Eds.), *Explosion seismology in Central Europe, data and results*, Springer, Berlin. p. 113-114.
- Giraldo, C. y Audemard, F. (1997). La cuenca de tracción de Cabudare, Venezuela centro-occidental. VIII Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 1, 351-357.

- Giunta, G., Beccaluva, L., Colorti, M., Siena, F. y Vaccaro, C. (2002). The Southern Margin of the Caribbean Plate in Venezuela: Tectono-Magmatic Setting of the Ophiolitic Units and Kinematic Evolution. *Lithos*, 63, 19-40.
- González de Juana, C. (1952). Introducción al estudio de la geología de Venezuela. (4° Parte). *Boletín de Geología, Caracas* 2(5): 311-330.
- González de Juana, C., Iturralde, J. y Picard, J. (1980) *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Caracas: Ediciones Foninves 2.
- Gorney, D., Escalona, A., Mann, P., Magnani, M. y BOLIVAR Study Group. (2007). Chronology of Cenozoic tectonic events in western Venezuela and the Leeward Antilles based on integration of offshore seismic reflection data and on-land geology. *AAPG bulletin*, 91(5), 653-684. doi: 10.1306/11280606002
- Grande, S. (2009). Estudio petrográfico de los xenolitos corticales y mantelares presentes en las lavas del cerro atravesado, falcón central, venezuela. *Revista de la Facultad de Ingeniería Universidad Central de Venezuela*, 24(1), 11-30.
- 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. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas. 151 pp.
- Gutenberg, B. (1959). *Physics of the Earth's Interior*. New York: Academic Press. 240 p.
- Hackley, P., Urbani, F., Kalsen, A. y Garrity, C. (2006). Mapa geológico de Venezuela a escala 1:750,000. *Open File Report 2006-1109*. USGS.
- Hernandez, J. (1999). *Teoría de líneas de transmisión e ingeniería de microondas*. Universidad Autónoma de Baja California. Mexicali, B.C., México. 125 p.
- Jarvis, A., Reuter, H., Nelson, A. y Guevara, E. (2008) Hole-filled SRTM for the globe Version 4, available from the CGIAR-CSI SRTM 90. Recuperado de: <http://srtm.csi.cgiar.org>.
- Jeffreys, H. (1959). *The earth. Its origin, history and physical constitution*. 4th edition. UK: Cambridge University Press. 420 p.
- Linares, F., Orihuela, N., García, A., y Audemard, F. (2014). Generación del mapa de basamento de la Cuenca de Falcón a partir de datos gravimétricos de modelos combinados. *Geociencias Aplicadas Latinoamericanas*, 1(1), 9-19.
- Ludwig, W. J., Nafe, J.E. y Drake, C. (1970). Seismic refraction. En: Maxwell, A. E. (Ed.), Wiley, New York, *The Sea*, 4, 53-84.
- Macellari, C. (1995). Cenozoic Sedimentation and Tectonics of Southwestern Caribbean Pull-Apart Basin, Venezuela and Colombia. En: Tankard, A., Soruco, R., & Welsink, H. (Eds.) (1995). *Petroleum basins of South America*. AAPG Bulletin, 62, 757-780.

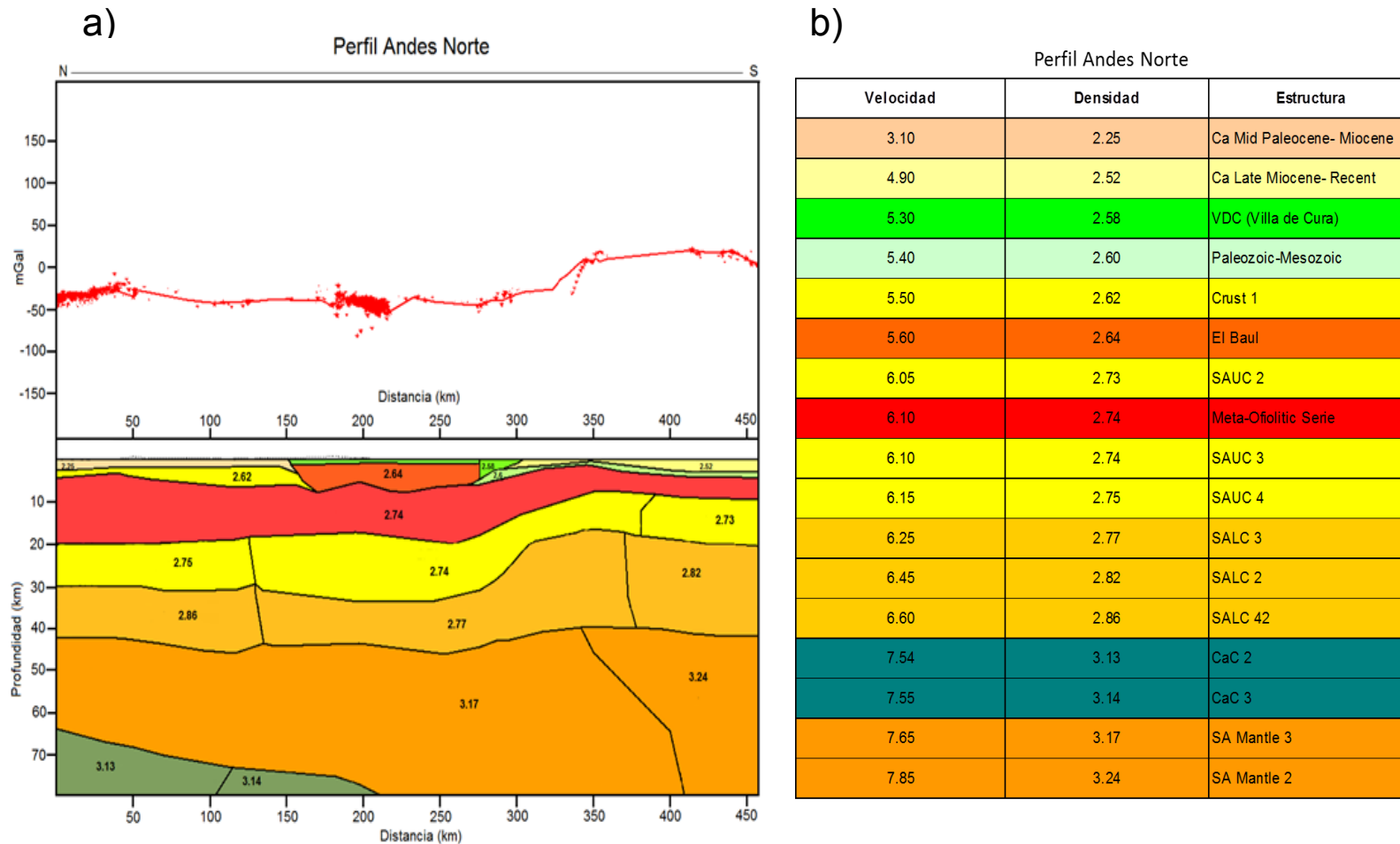
- Masy, J., Niu, F., Levander, A., y Schmitz, M. (2015). Lithospheric expression of cenozoic subduction, mesozoic rifting and the Precambrian Shield in Venezuela. *Earth and Planetary Science Letters*, 410, 12-24.
- Meschede, M. y Frisch, W. (1998). A Plate Tectonic Model for the Mesozoic and Cenozoic History of the Caribbean Plate: *Tectonophysics*, 296, 269 – 291.
- Miyara, F. (2004). Filtros activos. 2da edición, Cátedra de Electrónica III. FCEIA - Universidad Nacional de Rosario. Rosario, Argentina. 117 p.
- Mooney, W., Laske, G., y Masters, T. (1998). CRUST 5.1: A global crustal model at 5° 5. *Journal of Geophysical Research*, 103(1), 727-747.
- Morales, C. y Galves, M. (2014). Pasos para cambiar formato Texan a .SGY. Documento técnico interno no publicado. FUNVISIS, 6 p.
- Muessig, K. (1984). Structure and Cenozoic tectonics of the Falcón Basin, Venezuela, and adjacent areas. *Geological Society of America Memoirs*, 162, 217-230.
- Nava, A. (2002). *Terremotos. La ciencia para todos*. 4ta edición. D.F., México: Fondo de cultura económica. 158 p.
- Niu, F., Bravo, T., Pavlis, G., Vernon, F., Rendon, H., Bezada, M., y Levander, A. (2007). Receiver function study of the crustal structure of the southeastern Caribbean plate boundary and Venezuela. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112 (B11). doi:10.1029/2006JB004802
- Pérez, C. (2002). *Estadística aplicada a través de Excel*. Madrid: Prentice Hall. 616 p.
- Pindell, J. y Barrett, S. (1990). Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. *The Caribbean Region*, 405-432.
- Pindell, J.; Cande, S., Pitman, W., Rowley, D., Dewey, J., Lebreque, J. y Haxby, W. (1988) A plate – kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, 155: 121 – 138.
- Pindell, J., y Kennan, L. (2001). Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. Fuente: [http://www.ugr.es/~agcasco/igcp546/pdf/2001\\_Pindell\\_Kennan\\_Kinematic\\_Evolution\\_Caribbean.pdf](http://www.ugr.es/~agcasco/igcp546/pdf/2001_Pindell_Kennan_Kinematic_Evolution_Caribbean.pdf). Recuperado el 2 de Febrero de 2015.
- Porras, L. (2000) Evolución tectónica y estilos estructurales de la región costa afuera de las cuencas de Falcón y Bonaire. *VII Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas*. p. 279-292.
- Quiroz, L. y Jaramillo, C. (2010). Stratigraphy and sedimentary environments of Miocene shallow to marginal marine deposits in the Urumaco Trough, Falcon Basin, western Venezuela. *Urumaco and Venezuelan Paleontology*, 153-172. Indiana: Indiana University Press.

- Ramírez, E. (2014). *Adquisición y procesamiento de datos gravimétricos y magnéticos en el perfil Calabozo – Dabajuro*. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas. 109 pp.
- Renz, O., Lakeman, R. y Van Der Meulen, E. (1955). Submarine sliding in western Venezuela. *AAPG Bulletin*, 39(10), 2053-2067.
- Requena, J. y Turienzo, M. (2014). Cinemática del flanco noroccidental de Los Andes de Mérida, Venezuela: interacción entre estructuras de piel fina y piel gruesa. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. pp 659-675.
- Rod, E. (1956). Strike-slip faults of northern Venezuela. *AAPG Bulletin* 40: 457-476.
- Rodríguez, J. y Sousa, J. (2003). *Estudio geológico-estructural y geofísico de la sección Cabo San Román-Barquisimeto, estados Falcón y Lara*. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas. 322 pp.
- Sanchez, J., Götze, H. J., y Schmitz, M. (2010). A 3-D lithospheric model of the Caribbean-South American plate boundary. *International Journal of Earth Sciences*. doi 10.1007/s00531-010-0600-8
- Schmitz, M. (2011). *Evaluación del espesor cortical en Venezuela mediante métodos sísmológicos activos y pasivos*, Trabajo de ascenso. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas. 76 pp.
- Schmitz, M. (2012). Geociencia Integral de Los Andes de Merida (GIAME). Propuesta de proyecto. Documento interno no publicado.
- Schmitz, M., Chalbaud, D., Castillo, J. y Izarra, C. (2002). The crustal structure of the Guayana Shield, Venezuela, from seismic refraction and gravity data. *Tectonophysics* 345 (1), 103-118.
- Schmitz, M., Martins, A., Izarra, C., Jácome, M., Sánchez, J. y Rocabado, V. (2005). The major features of the crustal structure in north-eastern Venezuela from deep wide-angle seismic observations and gravity modelling. *Tectonophysics* 399 (1), 109-124.
- Schmitz, M., Avila, J., Bezada, M., Vieira, E., Yáñez, M., Levander, A., Zelt, C., Jácome, M. y Magnani, M. (2008). Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations. *Tectonophysics*, 459( 1), 14-26.
- Schubert, C., y Henneberg, H. (1975). Geological and geodetic investigations on the movement along the Bocono fault, Venezuelan Andes. *Tectonophysics*, 29(1), 199-207.
- Schubert, C. (1983). Tectonics and sedimentation: an example from the Mérida Andes (Venezuela). *Acta Geológica Hispánica* 18, 207-215.
- Shearer, P. (2009). *Introduction to seismology*. 2nd edition. UK: Cambridge University Press. 409 pp.

- Soulas, J., Rojas, C. y Schubert C. (1985). Excursión no. 4, Neotectonica de las fallas de Bocono, Valera. Tuname y Mene Grande. IV Congreso Geológico Venezolano, Caracas. p. 6962-6999 .
- Stephan, J. (1982). *Evolution géodynamique du domaine Caraïbe Andes et chaine Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Venezuela)*. Tesis PhD., Univ Pierre y Marie Curie, Paris. 512 pp.
- Stephan, J. (1985). Andes et Chaîne sur la Transversale de Barquisimeto (Venezuela). En *Evolución geodynamique. Symposium geodynamique des Caraïbes* (Ed.: A. Mascle), Paris, p. 503-529.
- Stephan, J., Macsotay, O. y Alvarez, E. (1987). Grupo Lara: sedimentitas y perinsulares en el Cretácico alóctono de Venezuela occidental. *Boletín de Geología (Caracas), M.M.H.*, 16 (28), 3-78.
- Storchak, D., Schweitzer, J. y Bormann, P. (2003). The IASPEI standard seismic phase list. *Seismological Research Letters*, 74(6), 761-772.
- Telford, W., Geldart, L. y Sheriff, R. (1990). *Applied geophysics*. 2nd edition. Cambridge university press. 792 pp.
- Veloza, G., Styron, R., Taylor, M., y Mora, A. (2012). Open-source archive of active faults for northwest South America. *GSA Today*, 22(10), 4-10.
- Wessel, P., Smith, W. H. F., y GMT, T. (2000). GMT: Generic Mapping Tool.
- Wheeler, C. (1963). Oligocene and lower Miocene stratigraphy of western and northeastern Falcón Basin. *AAPG Bulletin*, 47(1), 35-68.
- Xie, X., Mann, P. y Escalona, A. (2010). Regional provenance study of Eocene clastic sedimentary rocks within the South America-Caribbean plate boundary zone using detrital zircon Geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 291: 159-171.
- Yoris, F. y Ostos, M. (1997). *Geología de Venezuela: geología general y sus cuencas petrolíferas*. WEC 1997. Schlumberger. Caracas, Venezuela. 44 pp.
- Ysaccis, R., Cabrera, E. y Del Castillo, H. (2000). El sistema petrolífero de la cuenca de la Blanquilla, costa afuera Venezuela. *VII Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas*, Caracas. p. 411-425.
- Zelt, C. (1999). Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltimes data. *Geophysical journal international*, 139, 183-204.
- Zelt, C. y Ellis, R. (1988). Practical and efficient ray tracing in two-dimensional media for rapid traveltimes and amplitude forward modeling. *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, 24(1), 16-31.

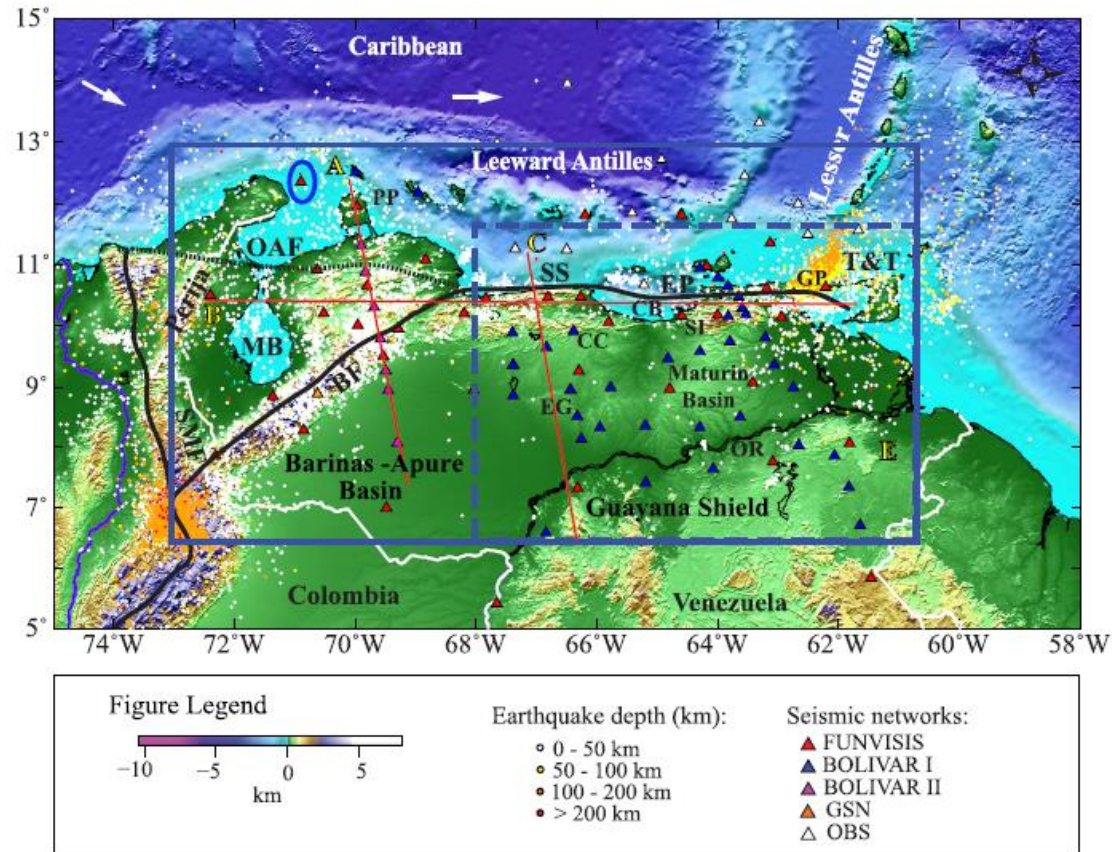
Zelt, C. y Smith, R. (1992). Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophysical journal international*, 108(1), 16-34.

## ANEXO 1



Anexo 1. Sección transversal del Perfil Andes Norte del proyecto GIAME (a) con su respectiva tabla de relación Vp vs densidad de acuerdo a la estructura geológica presente (Tomado de Ávila, 2014). Abreviaciones: Ca=Sedimentos del Caribe, VDC=Villa de Cura, SAUC=Corteza superior de Suramérica, SALC=Corteza inferior de Suramérica y CaC=Corteza del Caribe.

## ANEXO 2



Anexo 2. Mapa de ubicación de las estaciones sísmica de banda ancha en Venezuela usadas en la investigación de LAB (Tomado de Masy *et al.*, 2015).

Los triángulos de color indican las diferentes afiliaciones de red. Sismicidad a diferentes profundidades son mostradas con círculos de colores. Ubicación de los tres perfiles (A–C) (de interés en la investigación Ay B). Las principales fallas se muestran en líneas solidas color negro. MB: Bloque de Maracaibo, BF: Falla de Boconó, OAF: Falla Oca–Ancón; SMF: Falla Santa Marta–Bucaramanga; SS-EP: Falla San Sebastián–El Pilar; BAB: Cuenca Barinas-Apure; CC: Cordillera de la Costa; SI: Serranía del Interior; OR: Río Orinoco; LA: Antillas de Sotavento. GS: Escudo de Guayana. GP: Golfo de Paria; EG: Graben de Espino, PP: Península de Paraguaná, MAB: Cuenca de Maturín.

## **APENDICE A**

En este apartado se presentan las secciones reducidas procesadas sin interpretación.

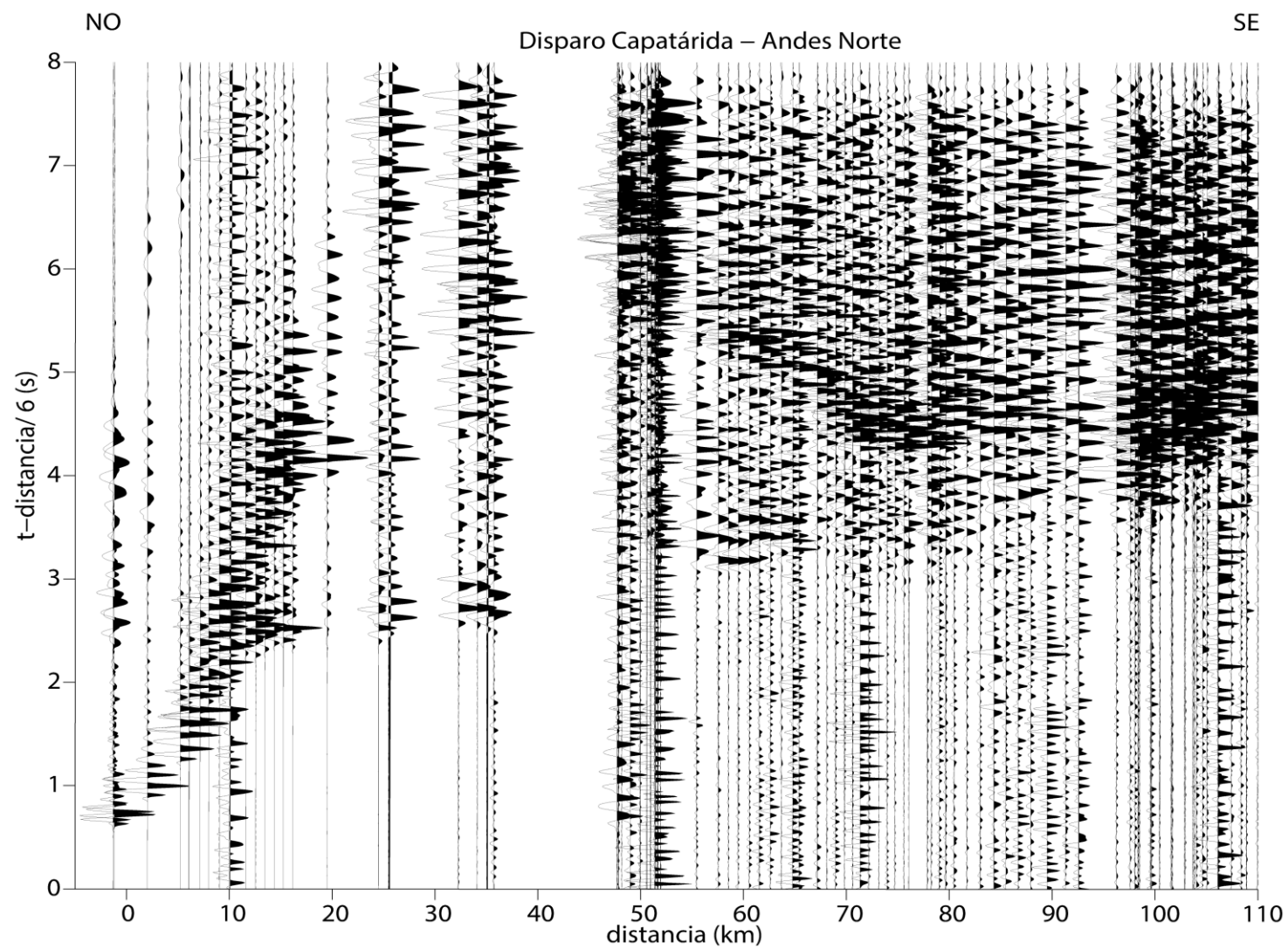


Figura A.1. Sección Capatárda-Andes Norte, Vred 6 km/s. Sin interpretar.

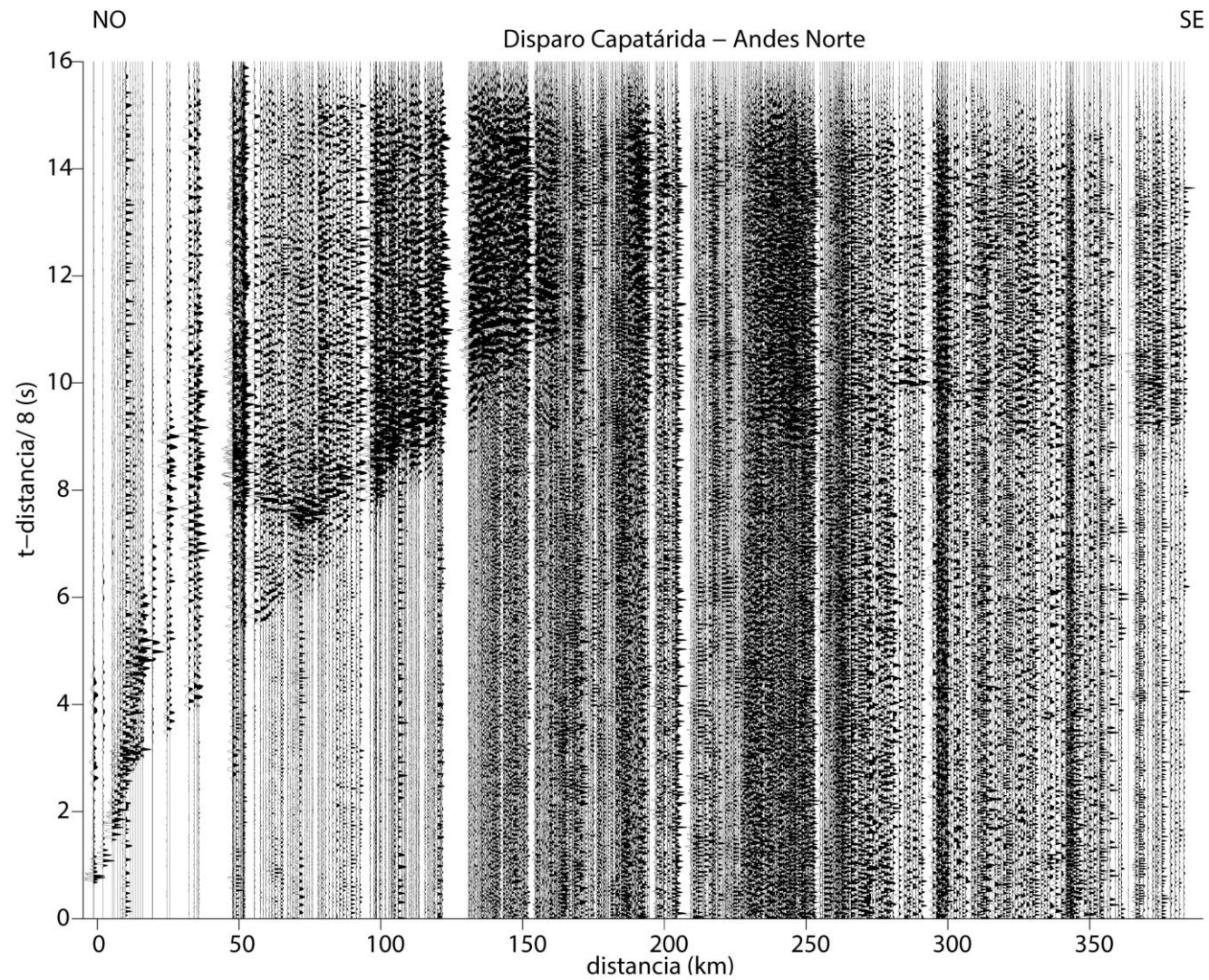


Figura A.2. Sección Capatárída-Andes Norte, Vred 8 km/s. Sin interpretar.

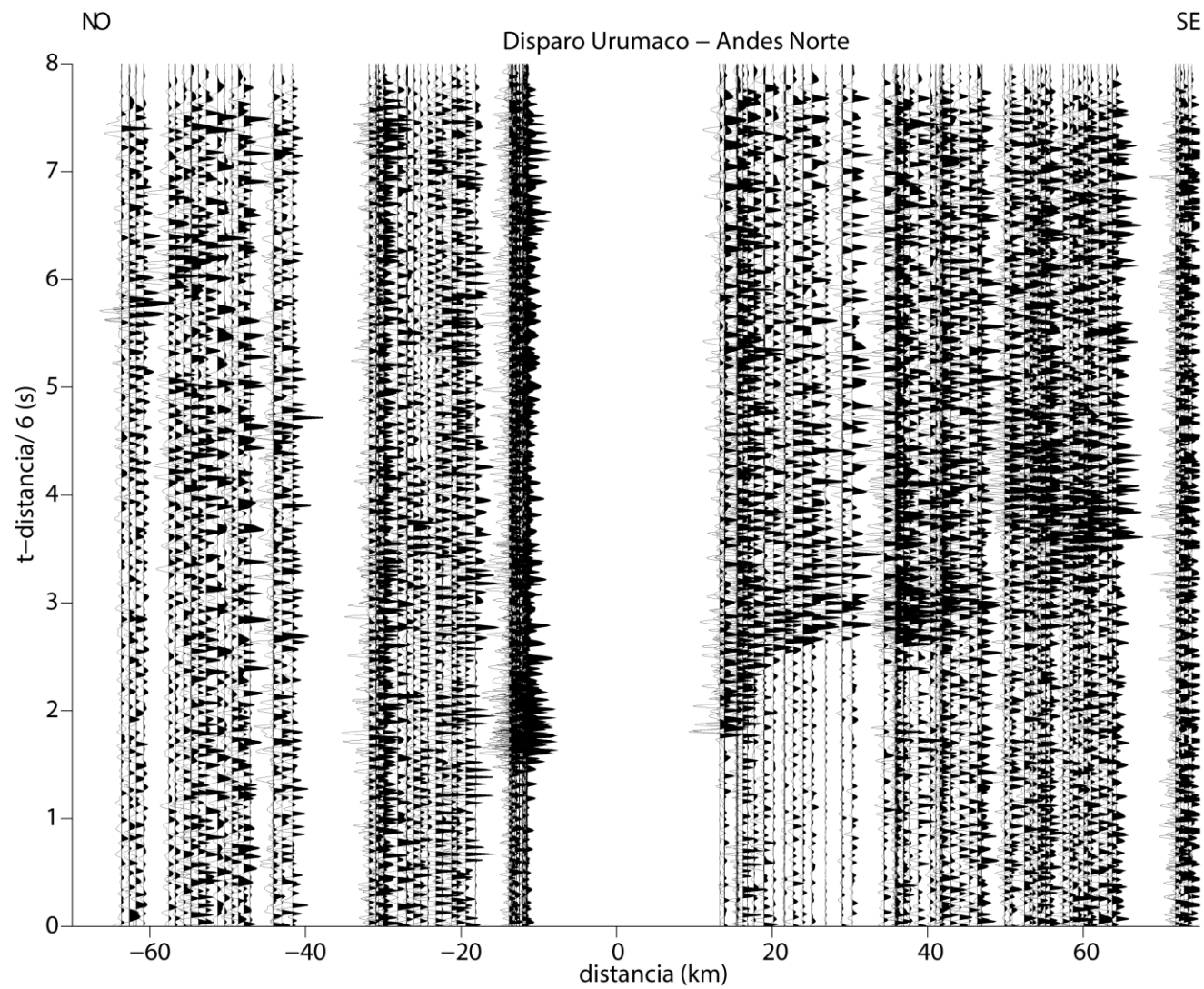


Figura A.3. Sección Urumaco-Andes Norte, Vred 6 km/s. Sin interpretar.

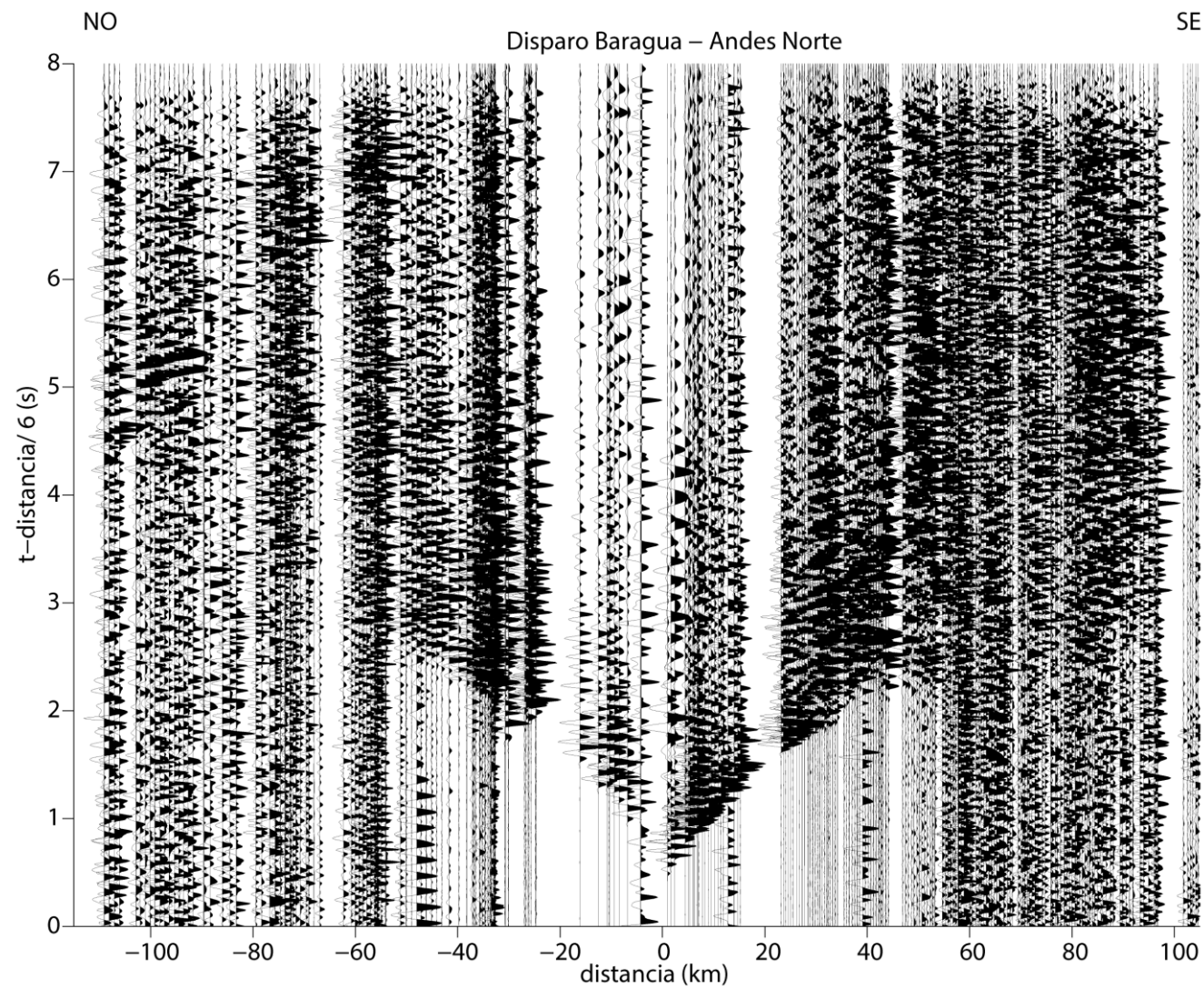


Figura A.4. Sección Baragua-Andes Norte, Vred 6 km/s. Sin interpretar.

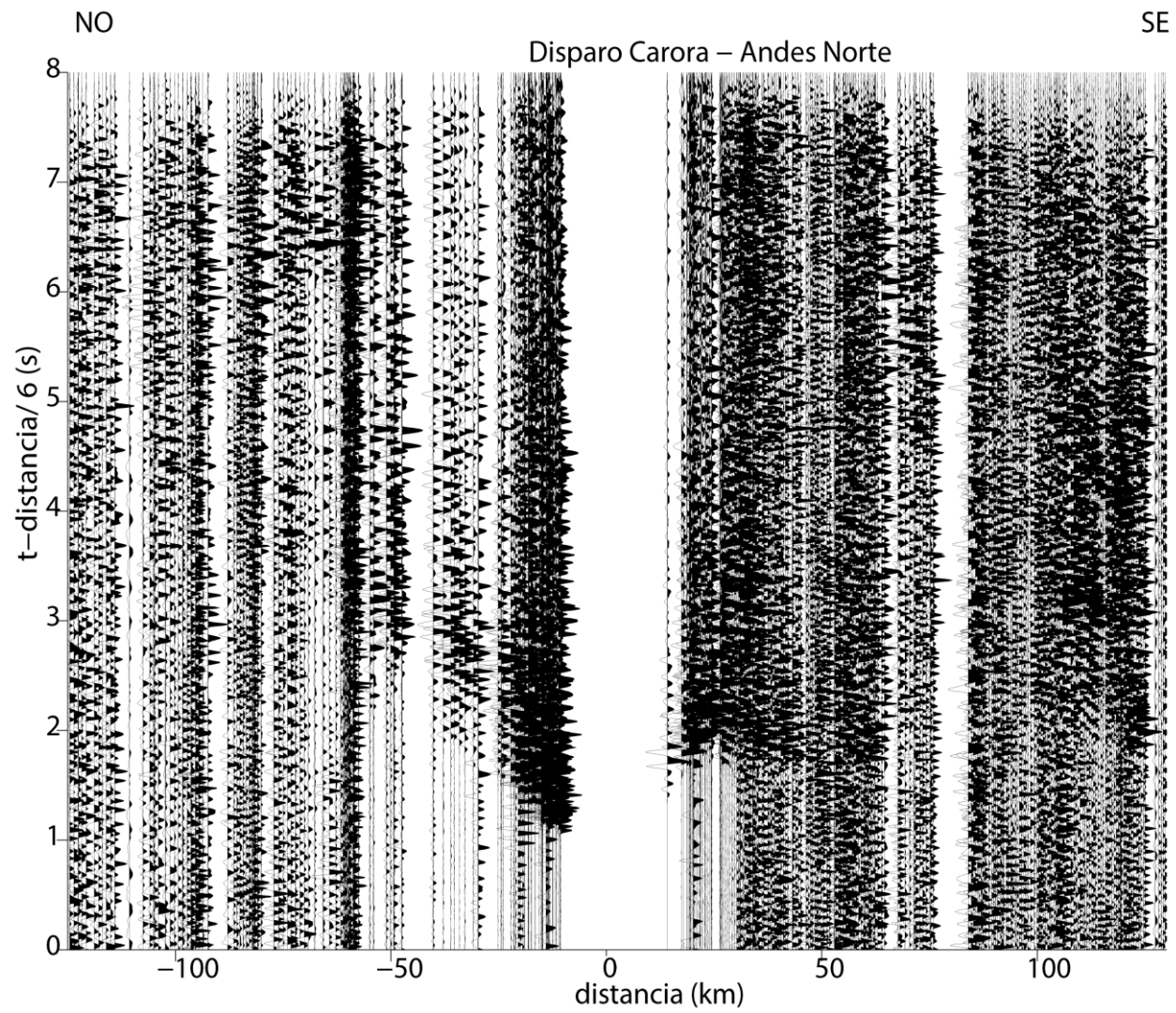


Figura A.5. Sección Carora-Andes Norte, Vred 6 km/s. Sin interpretar.

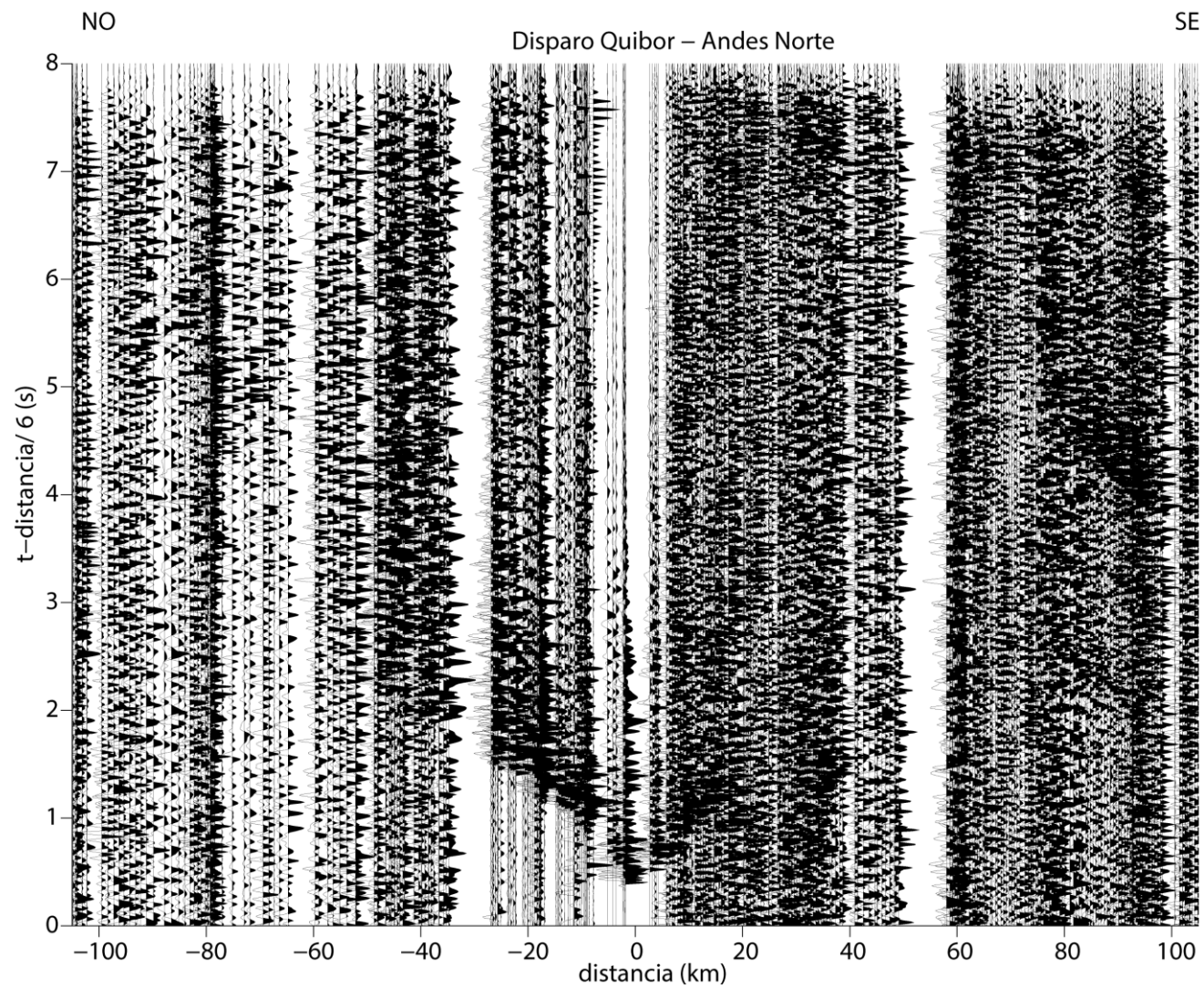


Figura A.6. Sección Quibor-Andes Norte, Vred 6 km/s. Sin interpretar.

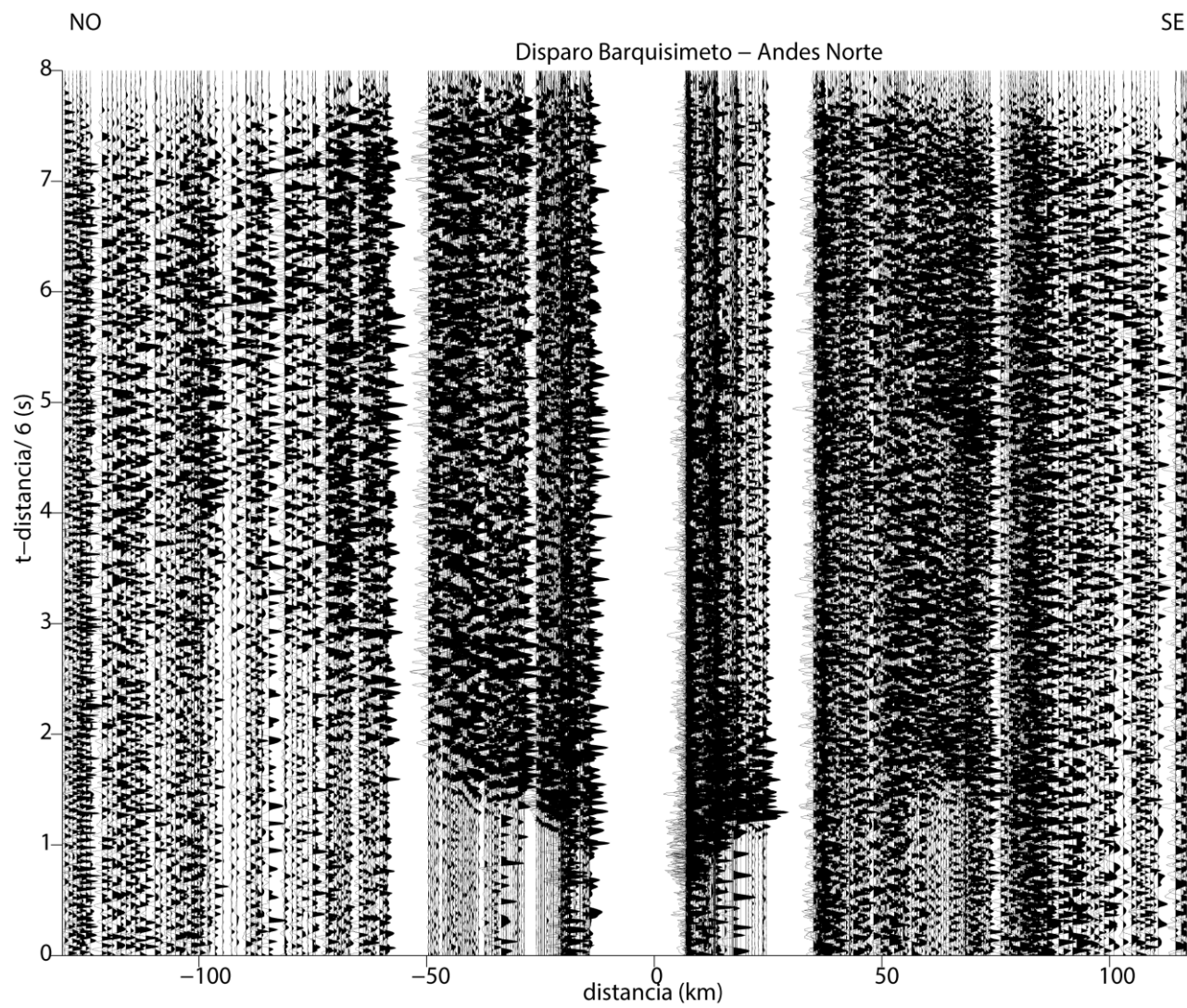


Figura A.7. Sección Barquisimeto-Andes Norte, Vred 6 km/s. Sin interpretar.

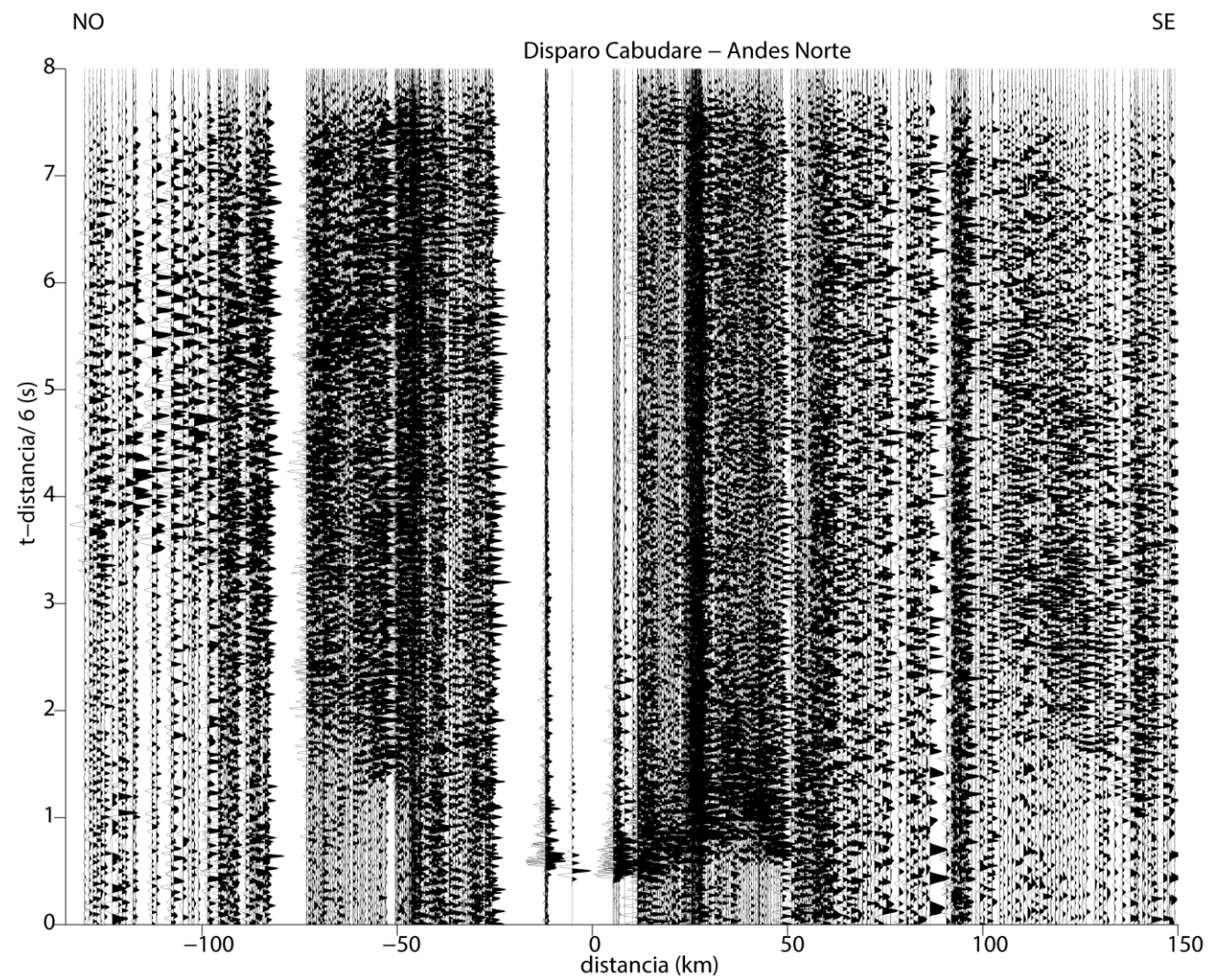


Figura A.8. Sección Cabudare-Andes Norte, Vred 6 km/s. Sin interpretar.