

GEOMETRÍA DEL DESPEGUE BASAL DEL PRISMA DE ACRECIÓN DE LA
BAJA GUAJIRA EN EL CARIBE COLOMBIANO

DIEGO FERNANDO BARRERA PACHECO

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA

2009

GEOMETRÍA DEL DESPEGUE BASAL DEL PRISMA DE ACRECIÓN DE LA
BAJA GUAJIRA EN EL CARIBE COLOMBIANO

DIEGO FERNANDO BARRERA PACHECO

Ph. D. GERMAN YURI OJEDA
Director

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICOQUIMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA
2009

AGRADECIMIENTOS

A mi madre y padre, por siempre estar siempre prestos a colaborar en todo momento, a mi abuela por que siempre tiene un buen consejo para darme, a Amy por haber sido la inspiración de mi trabajo y de mi vida, y a Gina por estar pendiente de mi en todo momento.

A Germán Yuri Ojeda Bueno, por que sus palabras de apoyo son la energía que un buen prospecto de científico necesita para solucionar cualquier adversidad, además que sus consejos técnicos fueron de gran importancia para el desarrollo de este trabajo y lo serán para trabajos futuros. A José Fernando Gamboa, por sus sabias sugerencias en la escritura de este libro. A William Agudelo, por su paciencia y sabios consejos en el desarrollo de este trabajo. A Jorge Monsegny, por su disposición de ayuda y escucha, en momentos importantes del desarrollo de este trabajo.

A mis amigos y compañeros de universidad porque de alguna u otra forma me ayudaron a enriquecer de experiencia. A mis amigos del barrio por sacarme de vez en cuando de la monotonía intelectual en la que me encuentro sumergido habitualmente.

“La geofísica y la vida, para mi, tienen el mismo significado”

Diego Fernando Barrera P.

CONTENIDO

	Pág.
INTRODUCCIÓN	1
1. OBJETIVOS	4
1.1 OBJETIVO GENERAL	4
1.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS	4
2. PROCESAMIENTO SÍSMICO	5
2.1. MIGRACIÓN PREAPILADO	6
2.2. TÉCNICAS DE MIGRACIÓN	11
2.2.1. Migración Kirchhoff	14
2.2.2. Migración F-K	16
2.2.3. Elementos finitos	23
2.3. ATENUACIÓN DE MÚLTIPLES	23
2.4. TRANSFORMADA DE RADÓN	26
3. GEOMETRÍA DEL PRISMA DE ACRECIÓN DE LA BAJA GUAJIRA	30
3.1. MARCO TECTÓNICO REGIONAL	31
3.2. GEOLOGÍA DE LA CUENCA DE LA BAJA GUAJIRA	33
3.3. ¿QUÉ ES UN PRISMA DE ACRECIÓN?	36
3.4. MODELO DE DECRECIMIENTO CRÍTICO PARA UNA CUÑA NO COHESIVA DE MATERIAL DE COULOMB	36
3.5. DOMINIOS DE ESTABILIDAD DE UN PRISMA DE ACRECIÓN	39
3.6. PRISMA DE ACRECIÓN DE LA BAJA GUAJIRA	40
3.6.1. MODELO 1: Interpretación del despegue basado en la contuidad del reflector.	41
3.6.2. MODELO 2: Continuidad del despegue desde la fosa hasta el frente de deformación de la cuña.	46
3.6.3. MODELO 3: Terminaciones de las fallas de cabalgamiento en profundidad.	48

3.6.4. Interpretación de los resultados de los modelos propuestos.	52
3.6.5. ZONAS ESTRUCTURALES A LO LARGO DEL PERFIL SÍSMICO RC-2103.	53
3.6.5.1. ZONA A	55
3.6.5.2. ZONA B.	56
3.6.5.3. ZONA C.	57
4. COMPARACIÓN DE LA GEOMETRÍA DE LOS PRISMAS DE ACRECIÓN DE LA BAJA GUAJIRA, SINÚ – SAN JACINTO Y NANKAI (JAPÓN).	58
4.1. PRISMA DE ACRECIÓN DE NANKAI (JAPÓN).	58
4.2. PRISMA DE ACRECIÓN DE SINÚ SAN JACINTO	64
5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	69
5.1. CONCLUSIONES	69
5.2. RECOMENDACIONES	70
BIBLIOGRAFÍA	72

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Tipos de velocidades en la sísmica y su respectiva definición (Bancroft, 1996).	87

LISTA DE FIGURAS

	pág.
Figura 1. Ubicación de la línea sísmica RC2103 en el Caribe colombiano. Modificado de López, 2005.	2
Figura 2. Refracción en un medio con variación lateral de la velocidad. (a) se observa un trazado de rayos en un modelo de tres capas con velocidades diferentes, una de las capas presenta una inclinación, haciendo que haya un contraste lateral de velocidades. En (b) la difracción de dicha variación lateral de velocidad da como consecuencia una inclinación de la hipérbola (Yilmaz, 2001).	7
Figura 3. Flujo de procesamiento en profundidad.	8
Figura 4. Campo de velocidades de apilado inicial en el procesamiento en profundidad.	9
Figura 5. Campo de velocidades final en las iteraciones del procesamiento en tiempo en PROMAX.	10
Figura 6. Modelo simple de un reflector buzante. (a) Se observa en profundidad la trayectoria normal del rayo desde CD hasta los receptores A y B . En (b) Se observa la respuesta en el sismograma del evento sísmico observado en (a), donde el reflector buzante CD es ubicado en $C'D'$ la cual es una posición aparente que debe ser corregida con la migración (método que se explicará más adelante) (Modificado de Yilmaz, 2001).	12

Figura 7. Sección sísmica (a) apilada por CDP antes de la migración, (b) sección sísmica migrada en tiempo, en el gráfico (c) se observa como el segmento B es migrado a la posición A, asumiendo que ésta es la posición verdadera. Nótese también como se efectúa la supresión del efecto difractor representado por los segmentos D y P (Tomado de Yilmaz, 2001). 13

Figura 8. Ejemplo de una sección sísmica en tiempo que muestra una estructura en Roll-over, donde se observa que en (a) el efecto de difracción se superpone a información sísmica de interés interpretativo. Nótese que la falla listrica de esta estructura no posee una geometría continua. En (b) el efecto de migración hace que mejore significativamente la sección sísmica, donde los efectos de difracción vistos en (a) desaparecen totalmente, además que los reflectores buzantes son movidos a posiciones aproximadas a cómo podrían estar en el subsuelo (Tomado de Yilmaz, 2001). 13

Figura 9. Representación de la apertura para una hipérbola 15

Figura 10. Diagrama que muestra la relación entre en ángulo de migración β y la apertura expresada como h . Donde se observa que la trayectoria del rayo representada por BD tiene una apertura h y un ángulo de migración β . Nótese que el punto a migrar es C. 15

Figura 11. Migración por el método de Kirchhoff 16

Figura 12. Migración en el dominio F-K donde en (a) el reflector buzante es representado por el radio OB en el plano $f - k$. En (b) después de la migración el radio OB representado en (a) se desplaza a OB' . El número de onda horizontal K_x no varía después de la migración. Para comparar la respuesta de la migración $f - k$ de un evento buzante antes de la migración (a) se superpone la respuesta después de la migración en (b). (Modificado de Yilmaz, 2001) 17

- Figura 13. Sección sísmica apilada de la línea sísmica RC2103, usando el campo de velocidad de apilado de la figura 8. 18
- Figura 14. Migración posapilado en tiempo con la técnica de Kirchhoff de la línea sísmica RC2103 usando el campo de velocidades de la figura 8. 19
- Figura 15. Imagen con migración preapilada en tiempo de la línea sísmica RC2103 en el dominio del tiempo con atenuación del múltiple del fondo marino. 20
- Figura 16. Campo de velocidad intervalo final de la línea sísmica RC2403. 21
- Figura 17. PSDM de la línea RC2103. 22
- Figura 18. Representación de un modelo geológico de tres capas que muestra la trayectoria de propagación de la onda en la columna de agua (azul). Nótese que en la interface agua – aire hay un efecto de reflexión que hace que la onda vuelva. (F = Fuente, R= Receptor). 23
- Figura 19. Representación de un modelo geológico de tres capas que muestra la trayectoria de propagación de la onda, donde se ilustra un múltiple no simétrico de largo periodo e interno. (F = Fuente, R= Receptor). 24
- Figura 20. A la izquierda de la imagen se observa la tendencia de la semblanza con su correspondiente picado en un diagrama de tiempo (t_0) contra la velocidad de apilado (ver anexo 2), donde también se identifica claramente la presencia del múltiple del fondo marino el cual esta a 10500 ms pero con velocidad constante e igual a 1500 m/s (velocidad de propagación en el agua). A la izquierda el *super CMP* utilizado para generar la semblanza analizada. 25

Figura 21. En la figura (a) se observan los eventos primarios (verde) y los múltiples (rojo), en un medio con velocidad constante, en (b) su correspondiente transformada parabólica de Radón. Nótese que a mayor profundidad menor va a ser la discriminación entre primarios y múltiples. En sismica marina muchas veces los sedimentos de la capa meteorizada tienen velocidades muy parecidas a las del agua de mar (1500 m/s), haciendo que el efecto del múltiple del fondo marino sea más difícil de remover. 27

Figura 22. En esta figura se observa en (a) una familia de CDP corregido por NMO en un diagrama de tiempo contra el valor absoluto del *offset* y en (b) su correspondiente transformada parabólica de Radón. Nótese en (b) como la región de múltiple desde de 7 s se aleja significativamente del *moveout* 0, haciendo así más fácil su identificación y su correspondiente aislamiento de los primarios. 28

Figura 23. Esquema que muestra las relaciones de la transformada de Fourier con la transformada de Radón y el dominio $x - t$. 29

Figura 24. Esquema de la tectónica del Caribe. Nótese como el vector de incidencia de la placa Caribe en la Suramericana tiene un mayor ángulo de incidencia en el margen costero que va desde la Sierra Nevada de Santa Marta hacia el sur, hasta el Golfo de Urabá. Mientras que si que hacia el norte desde la Sierra nevada de Santa Marta el ángulo de incidencia entre las dos placas tiende a comportarse más como un régimen transcurrente, con componente transpresiva (Rosello, 2007). 31

Figura 25. Marco tectónico regional de Colombia, donde con flechas gruesas se ilustra la vergencia relativa de las placas Caribe y Nazca con la Suramericana. 1=Cordillera oriental; 2=Cordillera central; 3=cordillera occidental y serranía del Baudó; 4=Cratón; 5=falla inversa y de cabalgamiento; 6=zonas de subducción del Pacífico y del Caribe (Taboada, 1998). 32

Figura 26. Delimitación tectónica del offshore de la cuenca de la baja Guajira, limitada al sur por la falla de Oca (*O.F*), al norte por la falla de Cuisa (*C.F*) y al oeste por el cinturón plegado del Caribe. 34

Figura 27. Columna litoestratigráfica y cronoestratigráfica de la cuenca Guajira (Colombia). 35

Figura 28. Esquema de un prisma de acreción, producto de la convergencia entre dos placas (oceánica-continental), donde se observa el apilado de sedimentos proveniente del continente principalmente que forma la cuña o prisma de acreción (tomado de la enciclopedia Wikipedia, prismas de acreción). 36

Figura 29. Representación del sistema de parámetros físicos que definen el modelo del ángulo de decrecimiento crítico para una cuña no cohesiva de material de Coulomb (Tomado de Jo Lohrmann, 2001). 38

Figura 30. Diagrama de estabilidad en función del ángulo del relieve topográfico α y del ángulo del despegue basal β , según Dahlen, 1984. Donde 1 es la zona de estabilidad, 2 la región crítica, 3 el prisma está sometido a compresión y 4 el prisma está sometido a extensión. 40

Figura 31. Interpretación de las reflectividades discretas en algunos sectores de la sección. Nótese la cantidad de ruido de la zona donde se espera la ubicación del despegue, esto debido a los múltiples y el ruido aleatorio. 42

Figura 32. Diagrama que muestra la relación teórica de a v.s b para diferentes valores de I en prismas de acreción submarinos. nótese la posición del punto a y b (punto rojo) para éste modelo, el cual muestra una posición totalmente diferente al I para ésta situación (modificado de toto y kellogg, 1992) 44

Figura 33. Se observa como la relación de a contra b en el diagrama de estabilidad para el modelo 1, se encuentra en una región que según lallemand, 1999; es llamado “critico”, lo que significa que se encuentra en la frontera de la compresión y la estabilidad. (1 y 3: compresión y 2 y 4: extensión), (modificado de dahlen, 1984). 45

Figura 34. Interpretación del despegue a lo largo de la fosa, donde al llegar a la zona de alto contenido de ruido bajo el frente deformado, se continúa siguiendo la tendencia que se traía. 46

Figura 35. Diagrama que muestra la relación teórica de α , β y λ , en donde los parámetros de la geometría del 2 no corresponden a las predicciones de la presión de fluidos λ (Modificado de Toto y Kellogg, 1992). 47

Figura 36. Diagrama de estabilidad para prismas de acreción, donde se observa que la geometría del prisma de acreción de la baja Guajira en el modelo 2, se ubica en una zona en la que se encuentran generalmente la mayoría de prismas de acreción del mundo, ésta región es llamada “crítica”, según Lallemand, 1999; (Modificado de Dahlen, 1984). (1) y (3) son regímenes compresivos y (2) y (4) corresponden a regímenes extensivos 48

Figura 37. Interpretación del despegue basal del prisma de acreción de la baja Guajira basándose en la terminación de las fallas de cabalgamiento en profundidad, donde la unión de las terminaciones marca la geometría del despegue del prisma. Nótese el ruido que hay en la zona donde se espera que este el despegue basal, haciendo que se incremente el grado de incertidumbre de la interpretación. 49

Figura 38. Diagrama teórico que relaciona la geometría de prismas de acreción submarinos con la presión de fluidos. Nótese que para la geometría interpretada

en el modelo 3 (punto azul), la presión de fluidos calculada no corresponde (color rojo). 50

Figura 39. Diagrama de estabilidad para prismas de acreción, donde se observa que la geometría del prisma de acreción de la baja Guajira considerando las características del modelo 3, se ubica en la zona en la cual se encuentran la mayoría de prismas de acreción del mundo, ésta región es llamada “crítica”, según Lallemand, 1999; (Modificado de Dahlen, 1984). (1) y (3) son regímenes compresivos y (2) y (4) corresponden a regímenes extensivos. 51

Figura 40. Diagrama de estabilidad en función de la geometría del prisma de acreción. Donde (1) y (3) son regímenes compresivos y (2) y (4) corresponden a regímenes extensivos. Dentro de la región marcada con coloración marrón se considera que los prismas de acreción alcanzaron su estabilidad de esfuerzos (Modificado de Dahlen, 1984). 53

Figura 41. Zonas estructurales correspondientes al perfil sísmico RC2103 migrado en profundidad. 54

Figura 42. Zona A de la sección sísmica RC2103, en verde se interpretan fallas normales que afectan a lo que se interpreta como sedimentos, de color fucsia se interpreta el tope del basamento, el cual se encuentra afectado por una serie de fallas normales (color rojo) que se encuentran a lo largo de éste. 55

Figura 43. Frente de deformación del prisma de acreción de la baja Guajira. Donde en línea punteada representa el despegue basal, basado la continuidad del reflector (modelo 1, sección 2.6.1). Las líneas negras representan las fallas inversas interpretadas en esta parte de la sección y algunos reflectores interpretados que representan interfases continuas que se pierden al llegar a límite de alguna falla. 56

Figura 44. Cuenca tipo *Piggy back*, atravesada por una falla normal (color fucsia), donde también se observa una discordancia marcada por la línea ondulada verde. En color rojo se interpreta basamento continental, el cual se muestra discordante con los sedimentos de la cuenca. 57

Figura 45. Ubicación de la línea sísmica NK-271 al sureste de Japón. 59

Figura 46. Perfil del prisma de acreción de Nankai basado en una interpretación esquemática de una línea sísmica. Con las indicaciones de las subdivisiones cinemáticas de sus zonas (Jo Lohrmann, 2001). 60

Figura 47. Diagrama de estabilidad para prismas de acreción según Dahlen, 1983; donde se muestra que según la geometría del prisma de acreción Nankai, éste se encuentra en la zona de estabilidad (modificado de Dahlen, 1983). 61

Figura 48. Diagrama que relaciona la geometría de prismas de acreción submarinos con la presión de fluidos. En el cuadro amarillo se observa el rango en el que puede variar α y β para el prisma de acreción de Nankai, con su correspondiente presión de fluido. El punto azul es la medición de α y β para la línea sísmica NK-273, la no coincidencia de la medición de α y β sobre el área donde según la bibliografía varían éstos valores para Nankai es porque estos ángulos son promedios a lo largo de las variaciones laterales del plano, por lo que ésta medición es un valor local, aunque sería conveniente extender el recuadro amarillo hasta donde se encuentra el valor medido sobre la línea. 62

Figura 49. Interpretación del despegue basal (azul) del prisma de acreción de Nankai en Japón. En el recuadro verde fue donde se efectuó la medición de los valores de la geometría. 63

Figura 50. Tectónica regional del noreste de Sur America, donde se observa encerrado en un ovalo la región donde se encuentra el cinturón plegado de Sinú - San Jacinto (Modificado de Toto y Kellogg, 1992). 65

Figura 51. Fallas de cabalgamiento del prisma de acreción de Sinú – San Jacinto, y el despegue de éste, el cual tiene una inclinación de aproximadamente 2° (Toto y Kellogg, 1992) (Corredor y otros, 2003). 66

Figura 52. Diagrama de estabilidad para prisma de acreción, donde se observa que según la geometría del prisma de acreción de Sinú-San Jacinto, éste se ubica en la zona crítica, al igual que el prisma de acreción de la baja Guajira. 67

Figura 53. Relación de la geometría con la presión de fluido del prisma de acreción de Sinú – San Jacinto. Cabe resaltar que generalmente la geometría de un prisma de acreción para éste tipo de gráficos es un área que encierra el rango en el cual puede variar la geometría a lo largo del prisma. 68

Figura 54. En este grafico se observa cómo se hace una adquisición sísmica marina, donde se ve el barco arrastrando los streamers (líneas en amarillo) con sus respectivos hidrófonos y los cañones de aire (puntos rojos) que actúan como fuente sísmica (Imagen tomada de Guerrero, 2005). 77

Figura 55. Tipos de streamer: Estos se diferencian en su relleno, si se usa con relleno líquido es para que el streamer tenga una baja densidad y tienda a flotar en el agua. Mientras que el cable sólido se usa generalmente cuando se quiere que estos caigan sobre el fondo marino. 78

Figura 56. Tail bouy. 78

Figura 57. Tripulación del barco de adquisición desplegando un streamer. 79

Figura 58. CDP 86 de la línea sísmica RC8403. Un conjunto de 5486 disparos como estos componen el total de información de entrada para iniciar el procesamiento sísmico de esta línea. 80

Figura 59. Secuencia de procesamiento sísmico en tiempo para datos marinos. 82

Figura 60. Representación del punto común en profundidad (CDP) y el punto medio común (CMP) para una fuente (F) y un receptor (R). Si el modelo de una capa horizontal cambia a uno donde el reflector tenga una inclinación, el CDP no va a quedar en la misma posición que el CMP. 83

Figura 61. Representación gráfica del proceso de formación de trazas sísmicas (Gamboa, 2007). 86

Figura 62. CMP de la línea sísmica RC2103, donde en (a) el carácter hiperbólico de los eventos, y en (b) el mismo CMP corregido por NMO con un campo de velocidades de apilado. 89

Figura 63. En (a) se observa una familia CMP con un evento hiperbólico, en el dominio del tiempo y el espacio. En (b) la familia de trazas vistas en (a) corregida por NMO con la velocidad de apilamiento, donde son sumadas para formar una traza equivalente al cero *offset*. 90

LISTA DE ANEXOS

	Pág.
ANEXO A. El método Sísmico	76
ANEXO B. Procesamiento Sísmico en tiempo	81

RESUMEN

Título: GEOMETRÍA DEL PRISMA DE ACRECIÓN DE LA BAJA GUAJIRA EN EL CARIBE COLOMBIANO¹.

Autor: Diego Fernando Barrera Pacheco².

Palabras claves: PSDM, prisma de acreción, despegue basal, cinturón plegado del Caribe, cuenca tipo *Piggy Back*.

La técnica “Pre-Stack Depth Migration” (PSDM) para generar perfiles sísmicos en profundidad es bastante reconocida, teniendo ésta un buen comportamiento en zonas donde existen cambios laterales de la velocidad. Estos cambios laterales de la velocidad se asocian a zonas de complejidad estructural, tal como lo son los prismas de acreción. Aplicando la técnica PSDM en la línea sísmica RC2103 identifiqué el prisma de acreción de la baja Guajira. En la interpretación de la línea sísmica propongo tres hipótesis por donde podría estar el despegue basal del prisma de acreción de la baja Guajira. Mediante la utilización del modelo del “ángulo crítico” ubiqué los ángulos del despegue basal de los tres modelos en un diagrama de estabilidad para prismas de acreción según su geometría y encontré que independiente a la variación del ángulo de despegue basal, el prisma de acreción de la baja Guajira se encuentra en la zona “crítica”, tal como lo hace el prisma de acreción de Sinú- San Jacinto al sur del cinturón plegado del Caribe.

En el perfil sísmico en profundidad también identifiqué tres zonas de comportamiento estructural diferente. Estas zonas son: 1. de comportamiento extensivo, 2. de carácter compresivo (prisma de acreción) y 3. Cuenca tipo ***Piggy Back*** asociada a la formación del prisma de acreción de la baja Guajira.

¹ Proyecto de grado, modalidad trabajo de investigación

² Facultad de ingeniarías Físico-Químicas, Escuela de Geología. Director Germán Yuri Ojeda Bueno.

ABSTRACT

Title: GEOMETRY FROM THE ACCRETIONARY PRISM FROM THE GUAJIRA LOW IN THE COLOMBIAN CARIBBEAN¹.

Author: Diego Fernando Barrera Pacheco².

Key words: PSDM, accretionary prism, detachment, Caribbean folding belt, Piggy Back basin.

“Pre- Stack Depth Migration” (PSDM) technique to generate seismic depth profiles is fairly recognized. This technique considers velocity lateral changes. The velocity lateral changes are associated to complex structures; this type of structures can be accretionary prism. Applying the PSDM technique in the seismic line RC2103 identified the accretionary prism of the low Guajira. In the interpretation of the seismic profile I propose three hypotheses where they could be the detachment of the accretionary prism of the low Guajira. Using the “critical taper” model I locate the detachment angles of the three models in a stability diagram for accretionary prisms. I find that independent to the angle detachment change, the accretionary prism of the low Guajira is in the “critical” zone, such as the accretionary prism Sinú- San Jacinto, in the southern of Caribbean folding belt.

In the depth profile I same identified three areas of structural different behavior. These areas are: 1. extended behavior, 2. compressional (accretionary prism) y 3. Piggy Back basin, associated with the formation of accretionary prism.

¹ Degree Work, Research Modality.

² Engineering physical-Chemistry Department, Geology School. Geologist Ph.D Germán Yuri Ojeda Bueno; Director.

INTRODUCCIÓN

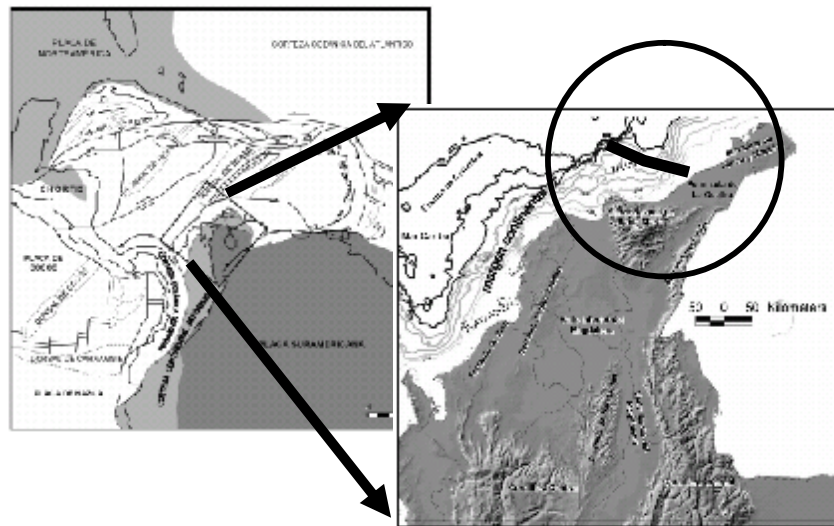
- **PROBLEMÁTICA**

A lo largo del cinturón plegado del Caribe, se forman prismas de acreción como los de Sinú – San Jacinto y la Baja Guajira, debido a la convergencia entre las placas Caribe y Suramericana. Es necesario definir la geometría en profundidad del despegue basal del prisma de acreción de la Baja Guajira, para entender: (a) esfuerzos de la cuña; (b) las zonas estructurales; y, (c) los ángulos relativos de las fallas de cabalgamiento. En este proyecto se utiliza el modelo de decrecimiento crítico (“*critical taper*”) para una cuña no cohesiva de material de Coulomb como modelo mecánico que permita entender las variables citadas anteriormente (Davis y Dahlen, 1983).

- **LOCALIZACIÓN**

El prisma de acreción de la Baja Guajira se encuentra situado en el margen norte del *offshore* colombiano, entre las fallas de *Cuisa* y *Oca*, donde se presenta la convergencia entre las placas Caribe y Suramericana. En la FIGURA 1, se observa la ubicación de la línea sísmica RC2103, la cual se encuentra sobre el cinturón deformado del Caribe.

Figura 1. Ubicación de la línea sísmica RC2103 en el Caribe colombiano. Modificado de López, 2005.



- **ESTUDIOS PREVIOS**

En el Caribe colombiano, los estudios sobre prismas de acreción se han limitado a la zona comprendida entre el Golfo de Urabá y la Sierra Nevada de Santa Marta. Esta zona, corresponde al prisma de acreción de Sinú - San Jacinto; que tiene una continuidad lateral importante, probada con la información sísmica que se tiene del área. Generalmente, el prisma de acreción de Sinú – San Jacinto ha sido estudiado con sísmica en tiempo. Corredor (2003); estudia estructuralmente la cuña de Sinú – San Jacinto convirtiendo imágenes sísmicas migradas de tiempo a profundidad, lo cual para estructuras de éste tipo no es conveniente, debido a que poseen complejidad estructural (Duque-Caro, 1984; Corredor, 2003; Flinch, 2003; Kellogg y otros, 2005), por lo tanto, las variaciones laterales de velocidad deben ser tenidas en cuenta para procesar la información sísmica.

- **DATOS SÍSMICOS UTILIZADOS**

Se utilizó la información correspondiente a la línea sísmica RC2103, para generar una imagen en profundidad que muestre la geometría del despegue basal del prisma de acreción de la Baja Guajira, el cual ha sido estudiado con imágenes procesadas en tiempo (Toto y Kellogg, 1992; Corredor y otros, 2003; Flinch, 2003; entre otros). Los **Shot Gathers**⁵ de la línea sísmica RC2103, se descargaron de la base de datos **MARINE SEISMIC DATA CENTER**⁶ (<http://www.ig.utexas.edu/sdc/>) de la Universidad de Texas.

La información del **in-line** procesado en profundidad con la técnica PSDM del volumen sísmico NK-271, fue cedida por **Gregory Moore**⁷ (copropietario de la información).

⁵ Shot Gather: Grupo de trazas que corresponden a un disparo de una línea sísmica.

⁶ **Marine Seismic Data Center:** Es una base de datos, que cuenta con información sísmica marina mundial. Facilita la consecución de datos sísmicos pre-apilado y pos-apilado, que pueden ser empleados en trabajos de investigación.

⁷ Universidad de Hawai.

1. OBJETIVOS

1.1 OBJETIVO GENERAL

Estimar la geometría en profundidad del despegue basal del prisma de acreción de la Baja Guajira en el Caribe colombiano, mediante la utilización del modelo de decrecimiento crítico para una cuña no cohesiva de material de Coulomb.

1.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS

- Procesar la línea sísmica RC2103 correspondiente al Caribe colombiano hasta obtener una sección PSDM.
- Establecer semejanzas y diferencias entre los prismas de acreción de la Baja Guajira y Sinú – San Jacinto, teniendo en cuenta las geometrías dominantes en estos sistemas mediante la utilización del modelo de decrecimiento crítico para cuñas no cohesivas de material de Coulomb.
- Definir las zonas estructurales del prisma de acreción de la Baja Guajira.

2. PROCESAMIENTO SÍSMICO

Para calcular los ángulos de la topografía y del despegue basal del prisma de acreción de la Baja Guajira es necesario tener la sección sísmica RC2103 migrada en profundidad, debido a que las mediciones hechas en éste dominio, permiten tener cálculos aproximados a como en realidad está la geología estructural del subsuelo. Para llegar a una sección sísmica migrada en profundidad hay dos métodos: 1. Migración posapilado en profundidad y 2. Migración preapilado en profundidad.

La migración posapilado en profundidad solo considera variaciones verticales de la velocidad, lo cual no funciona muy bien para medios en los cuales la velocidad no sólo varía en ésta dirección, sino también en la lateral. Esta migración se hace sobre la traza cero offset en la sección sísmica apilada, por lo que se considera que tiene poco muestreo de la información sísmica a migrar.

La migración preapilado en profundidad es la herramienta que permite considerar variaciones verticales y laterales de la velocidad simultáneamente, funcionando mejor que la migración posapilado en zonas donde la complejidad estructural y/o la anisotropía del medio hacen que la velocidad varíe lateralmente. Ésta requiere de gran costo computacional, debido a que el volumen de datos que maneja es relativamente grande, debido a que migra cada traza de los disparos.

En este trabajo, se tomó la decisión de hacer migración preapilado en profundidad, debido a que la estructura del frente de deformación del prisma de acreción de la Baja Guajira presenta una serie de fallas de cabalgamiento, haciendo que la velocidad del medio tenga variaciones laterales sobre éste.

2.1. MIGRACIÓN PREAPILADO

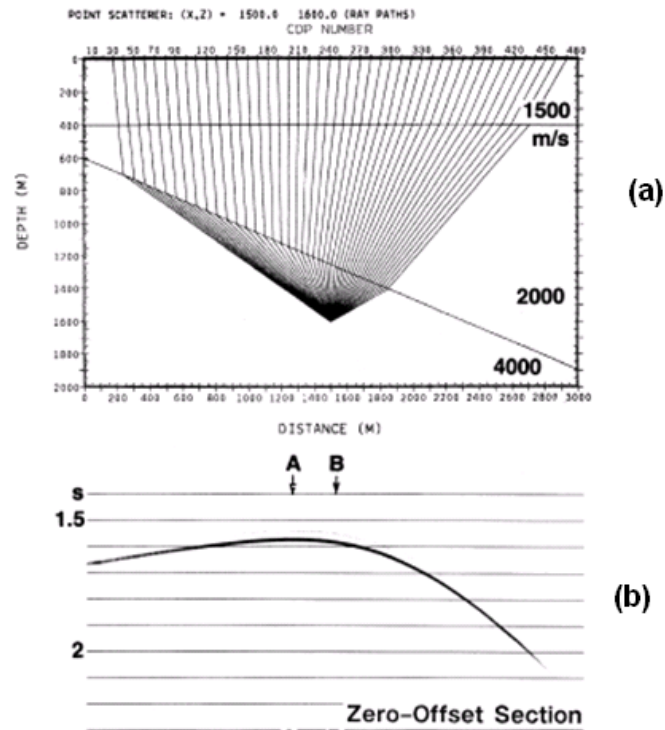
La técnica PSDM (de la sigla en inglés PreStack Depth Migration) para procesar información sísmica en profundidad es bastante reconocida (Yilmaz, 2008; Stolk y Symes, 2004; Gray y otros, 2001; Kim y otros, 1996; etc.). Se caracteriza por considerar variaciones laterales y verticales de la velocidad que son comunes en diversos ambientes geológicos.

El método de migración preapilado en profundidad esta basado en la propagación de ondas elásticas en el subsuelo (Yilmaz, 2008), siendo el más fiable para obtener imágenes de la estructura geológica en profundidad, aunque requiere de grandes costos computacionales que varían según la dimensión y tamaño que se esté trabajando.

Este método puede generar imágenes de los reflectores en el subsuelo, con presencia de gradientes laterales de velocidad, por lo que es fundamental la construcción de un modelo de velocidades apropiado, ya que de esto depende el error residual en la imagen final del procesamiento.

Las variaciones laterales de la velocidad hacen que las difracciones pierdan simetría, dando como resultado inclinaciones de éstas (ver FIGURA 2), haciendo necesaria su consideración en el modelo de velocidades.

Figura 2. Refracción en un medio con variación lateral de la velocidad. (a) se observa un trazado de rayos en un modelo de tres capas con velocidades diferentes, una de las capas presenta una inclinación, haciendo que haya un contraste lateral de velocidades. En (b) la difracción de dicha variación lateral de velocidad da como consecuencia una inclinación de la hipérbola (Yilmaz, 2001).



Yilmaz, 2008; y Angulo, 2007; entre otros, han propuesto metodologías para procesar sísmica en profundidad, sin embargo, este procedimiento depende del software disponible en el mercado y del procesador que lo ejecute. De hecho, un procesador puede desarrollar su propio método de procesamiento en el dominio de la profundidad, partiendo de los “*gathers*” procesados en tiempo (ver ANEXO 2).

Para este trabajo se usó una metodología, que consiste, en hacer modelos de velocidades RMS, los cuales se mejoran haciendo que el campo de velocidades y

las estructuras obtenidas en profundidad muestran las estructuras geológicas identificadas de la imagen sísmica en tiempo. La FIGURA 3, muestra un diagrama que describe la serie de iteraciones que se hicieron con el fin de procesar la línea sísmica RC2103 en profundidad:

Figura 3. Flujo de procesamiento en profundidad.

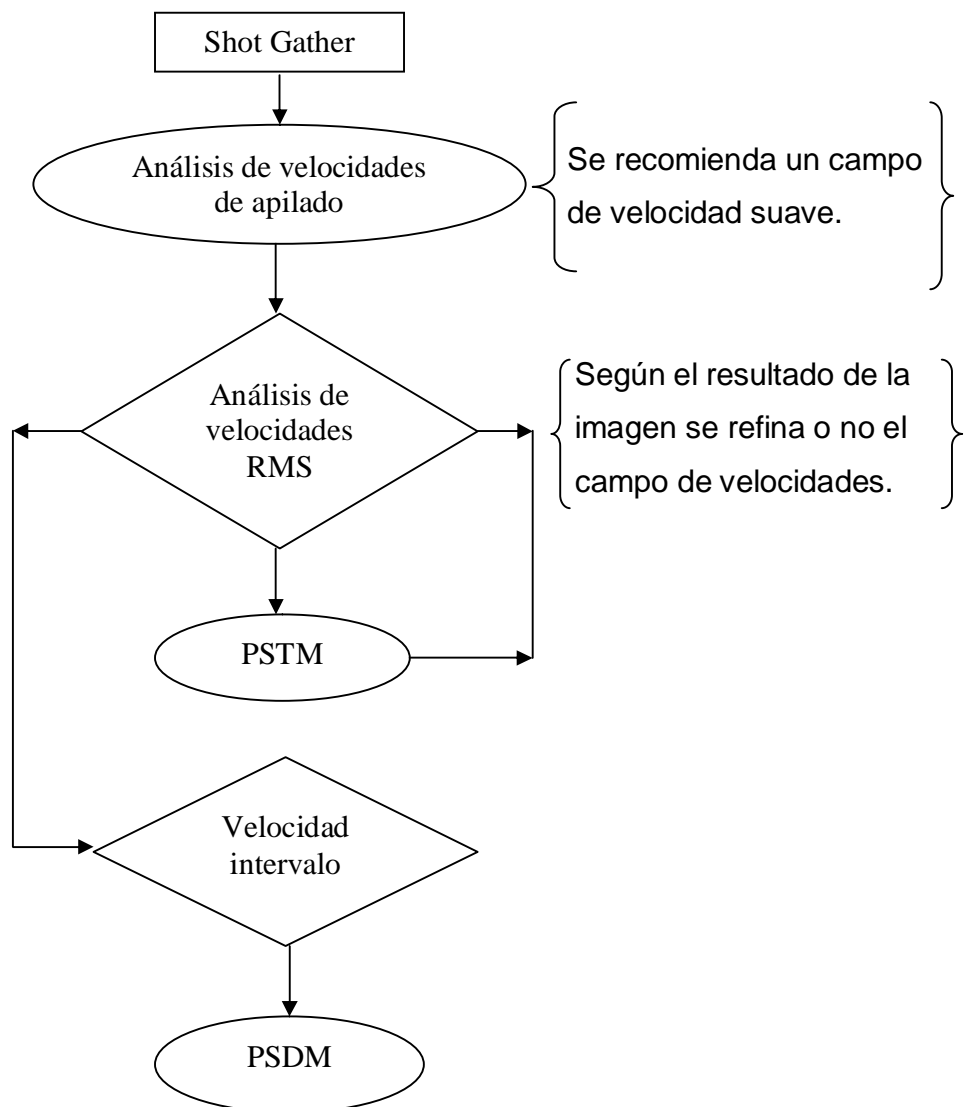


Figura 4. Campo de velocidades de apilado inicial en el procesamiento en profundidad.

CDP

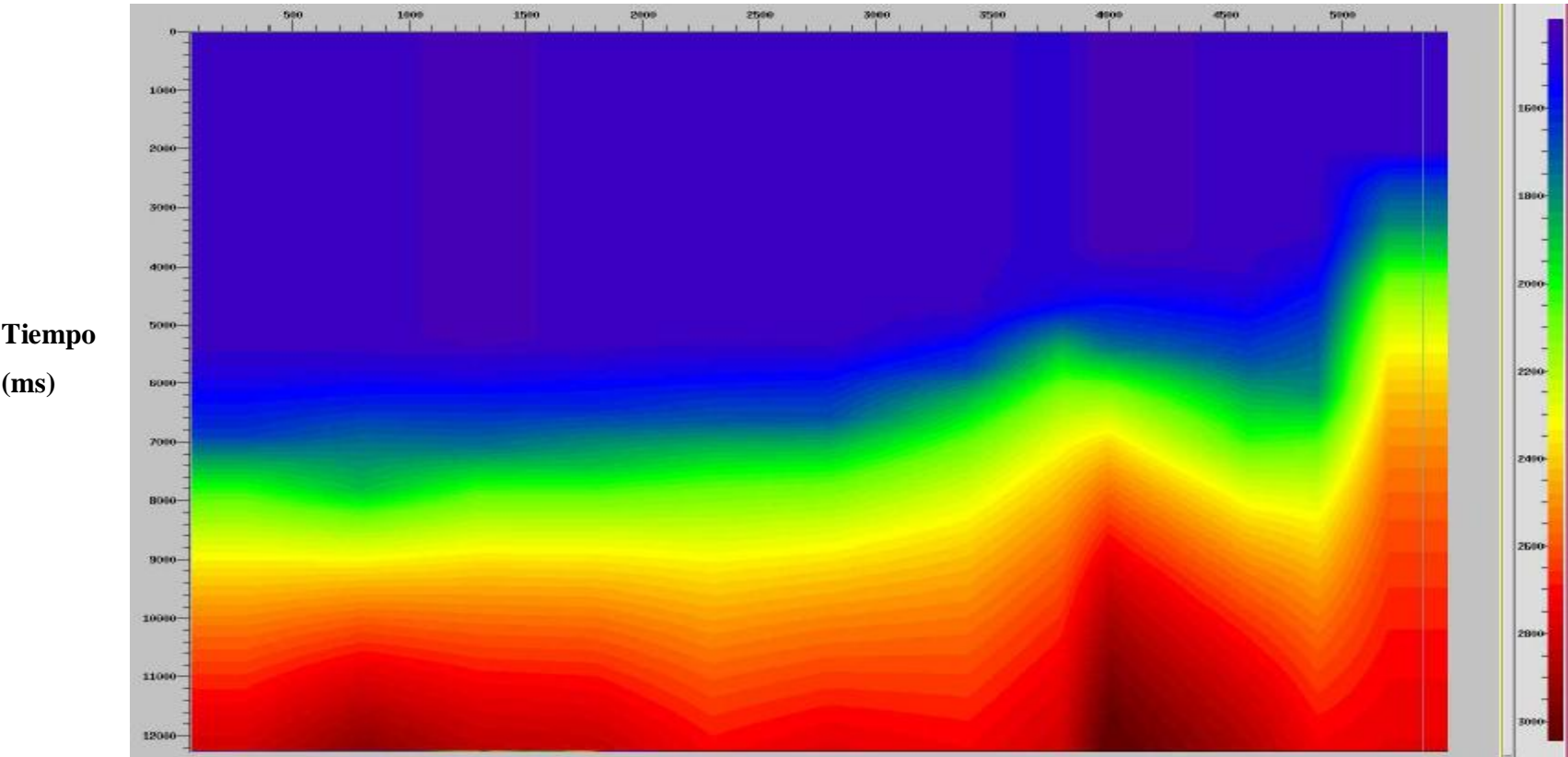
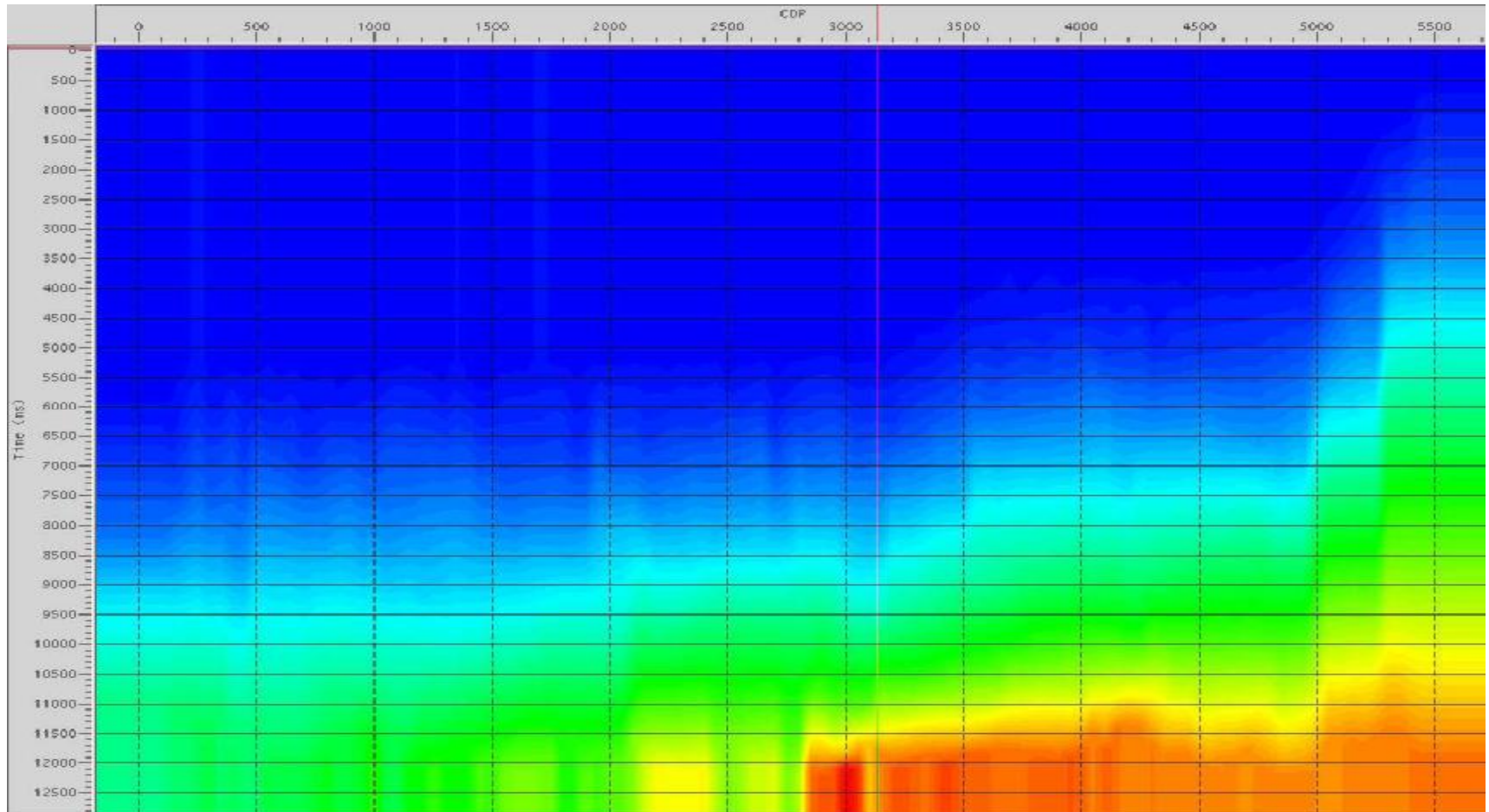


Figura 5. Campo de velocidades final en las iteraciones del procesamiento en tiempo en PROMAX.



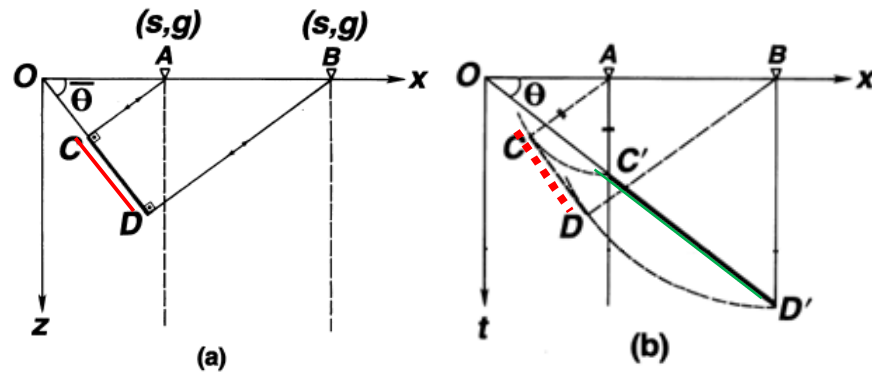
Nótese, como los campos de velocidad de las FIGURAS 4 y 5 cambian significativamente, se pensaría que el campo de velocidades final en tiempo sería el inicial en el procesamiento en profundidad, pues esto pocas veces ocurre, debido a que para iniciar el procesamiento en profundidad es necesario generar un campo de velocidades muy suave para no inducir en los datos altas frecuencias desde el principio. Desde un modelo inicial de velocidades no se puede saber el comportamiento frecuencial de los datos, por eso es mejor iniciar con un campo de velocidades suave para no inducir frecuencias inapropiadas, debido a que más adelante va a ser imposible removerlas, por lo tanto, van a permanecer ahí, generando tal vez artefactos en la imagen que van a alterar significativamente el resultado final.

2.2. TÉCNICAS DE MIGRACIÓN

En este trabajo se abordan, de manera informativa, los métodos más comunes de la migración posapilado y preapilado, los cuales son Kirchhoff, FK y diferencias finitas.

Para entender el principio de migración, se considera el modelo mostrado en la FIGURA 6.a. En éste, se asume una velocidad constante del medio $V=1$ m/s y un reflector CD , además no consideran eventos difractantes, para simplificar el modelo. En éste modelo se va a obtener una sección cero-offset a lo largo de Ox . A medida que se avanza en pares fuentes receptores ($s - g$) a lo largo de Ox , se obtiene la primera incidencia normal que llega del punto C siendo captada por el receptor A . El punto C es ubicado en el sismograma en C' el cual indica el tiempo en el cero-offset para A (FIGURA 6.b). El siguiente punto captado es D , el cual llega a B en una trayectoria normal al reflector que lo contiene. Éste es ubicado en la posición D' , el cual representa el tiempo cero-offset para B (Yilmaz, 2001).

Figura 6. Modelo simple de un reflector buzante. (a) Se observa en profundidad la trayectoria normal del rayo desde CD hasta los receptores A y B . En (b) Se observa la respuesta en el sismograma del evento sísmico observado en (a), donde el reflector buzante CD es ubicado en $C'D'$ la cual es una posición aparente que debe ser corregida con la migración (método que se explicará más adelante) (Modificado de Yilmaz, 2001).



Ahora se compara la sección geológica en la FIGURA 6.a, la cual está en profundidad, con la sección cero-offset de la FIGURA 6.b que está en tiempo. La verdadera posición del reflector CD está superpuesta en tiempo, para que se efectúe una mejor comparación. Claramente, la posición del reflector CD que es la correcta, no corresponde con el evento $C'D'$ (Yilmaz, 2001). Por lo tanto, es necesario aplicar alguna metodología para llevar a $C'D'$ a CD que corresponde a la ubicación real relativa de éste reflector en el modelo.

Habiendo observado la situación anterior, se infiere que una de las finalidades de la migración en general es mover los reflectores buzantes a su posición verdadera relativa en el subsuelo, y adicionalmente, colapsar la energía de los eventos difractados, mejorando la resolución lateral, lo cual trae como consecuencia una mejor imagen sísmica del subsuelo (FIGURA 7) (Yilmaz, 2001).

Figura 7. Sección sísmica (a) apilada por CDP antes de la migración, (b) sección sísmica migrada en tiempo, en el gráfico (c) se observa como el segmento B es migrado a la posición A, asumiendo que ésta es la posición verdadera. Nótese también como se efectúa la supresión del efecto difractor representado por los segmentos D y P (Tomado de Yilmaz, 2001).

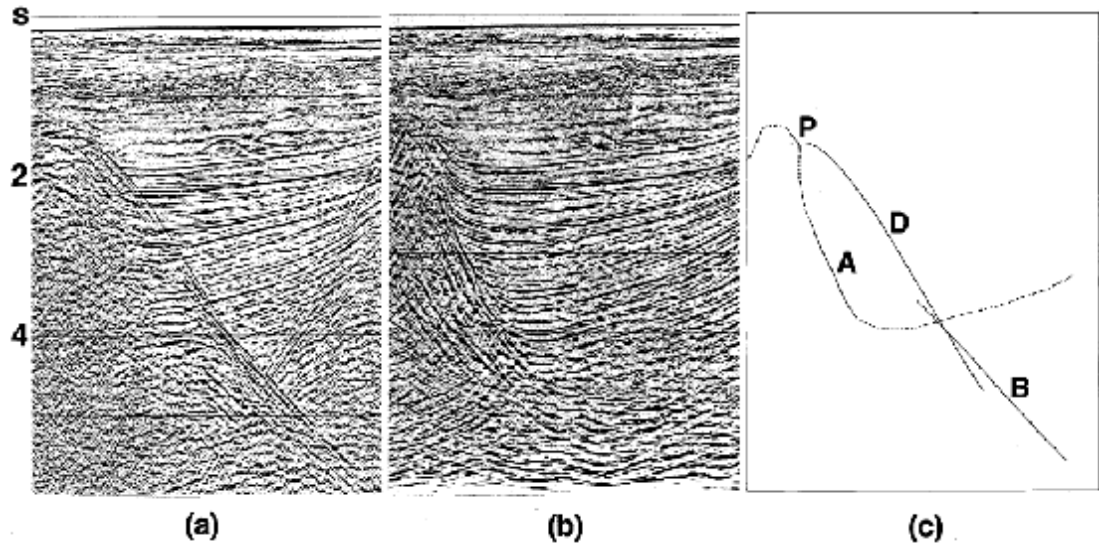
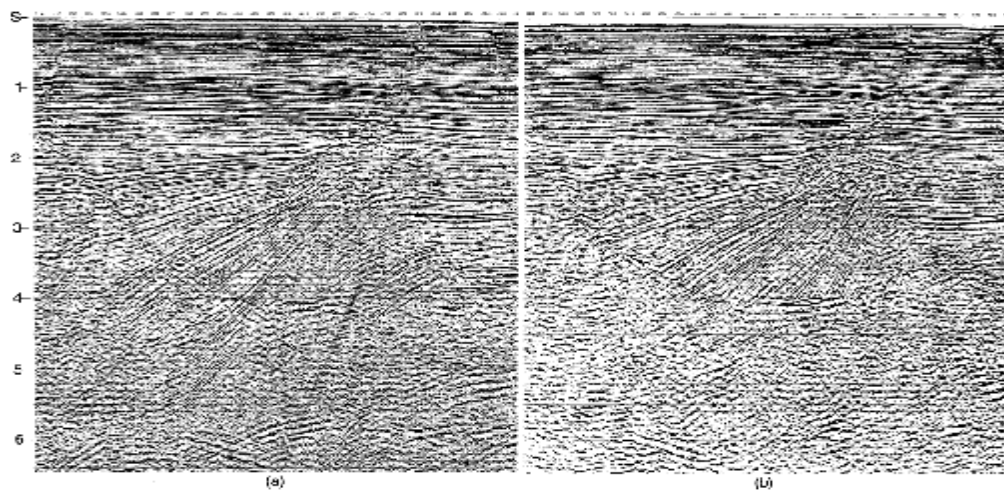


Figura 8. Ejemplo de una sección sísmica en tiempo que muestra una estructura en Roll-over, donde se observa que en (a) el efecto de difracción se superpone a información sísmica de interés interpretativo. Nótese que la falla listrica de esta estructura no posee una geometría continua. En (b) el efecto de migración hace que mejore significativamente la sección sísmica, donde los efectos de difracción vistos en (a) desaparecen totalmente, además que los reflectores buzantes son movidos a posiciones aproximadas a cómo podrían estar en el subsuelo (Tomado de Yilmaz, 2001).



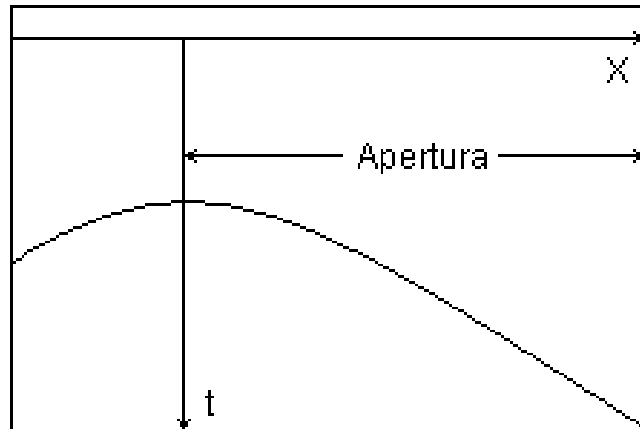
2.2.1. Migración Kirchhoff

Éste método descende de uno de los principios más antiguos de apilamiento, el cual es llamado apilado por difracción (Bancroft, 1996). También, tiene como origen los métodos de migración geométricos. Éste método es considerado uno de los mejores para migrar, el cual es implementado con gran variedad de algoritmos. La migración Kirchhoff tiene como principio sumar la energía a lo largo de curvas hiperbólicas, llamadas difracciones, formadas por las amplitudes en la sección sísmica (Bancroft, 1996).

Con la migración Kirchhoff es posible hacer migraciones posapilado en tiempo, migraciones posapilado de estructuras complejas en profundidad, eliminar ruido coherente y migraciones preapilado en tiempo y profundidad (Bancroft, 1996). La migración Kirchhoff en tiempo y en profundidad es usada cuando las velocidades de las estructuras tienen variaciones laterales, el cual es un comportamiento típico de zonas con complejidad estructural. Cabe resaltar, que si no se usan los parámetros adecuados con los cuales ésta migración funciona, los resultados no van a ser los mejores.

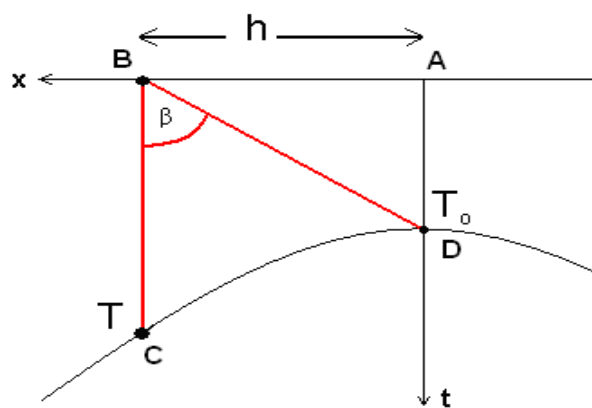
Los parámetros más importantes para ésta migración son la apertura y el ángulo máximo de migración. En teoría una difracción hiperbólica se podría extender en tiempo y distancia infinitos, pero en la práctica estas difracciones son truncadas. La distancia entre el origen y el punto máximo de la hipérbola que se quiera colapsar a un punto es llamado apertura de migración (FIGURA 9), éste se expresa en términos del número de trazas que componen la hipérbola (Yilmaz, 2001).

Figura 9. Representación de la apertura para una hipérbola



La migración permite especificar el ángulo en el cual se quiera colapsar y migrar difracciones hiperbólicas. Ésta puede ser usada para atenuar ruido coherente. Limitar el ángulo de migración, permite reducir el costo computacional debido a que está relacionado con la apertura de migración, como se muestra en la FIGURA 10.

Figura 10. Diagrama que muestra la relación entre el ángulo de migración β y la apertura expresada como h . Donde se observa que la trayectoria del rayo representada por BD tiene una apertura h y un ángulo de migración β . Nótese que el punto a migrar es C .



cambia de los dominios de tiempo a frecuencia (F) y distancia a número de onda (K) (Bancroft, 1996).

Este método de migración consiste en transformar los datos a un pseudo dominio de profundidad para aproximar a una velocidad constante de la tierra, luego reubica la energía en el dominio F-K (Frecuencia – Número de onda) filtrando la velocidad de conversión y posteriormente los datos son convertidos al dominio del tiempo (Yilmaz, 2001).

Figura 12. Migración en el dominio F-K donde en (a) el reflector buzante es representado por el radio OB en el plano $f - k$. En (b) después de la migración el radio OB representado en (a) se desplaza a OB' . El número de onda horizontal K_x no varía después de la migración. Para comparar la respuesta de la migración $f - k$ de un evento buzante antes de la migración (a) se superpone la respuesta después de la migración en (b). (Modificado de Yilmaz, 2001)

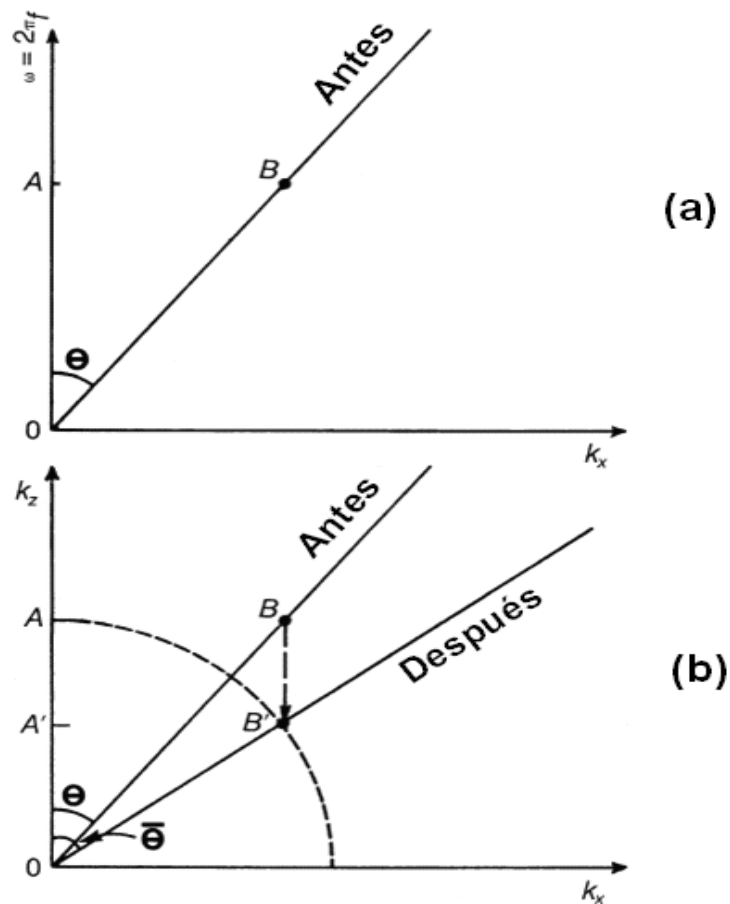


Figura 13. Sección sísmica apilada de la línea sísmica RC2103, usando el campo de velocidad de apilado de la figura 8.

IMAGENES OBTENIDAS MEDIANTE EL PROCESAMIENTO

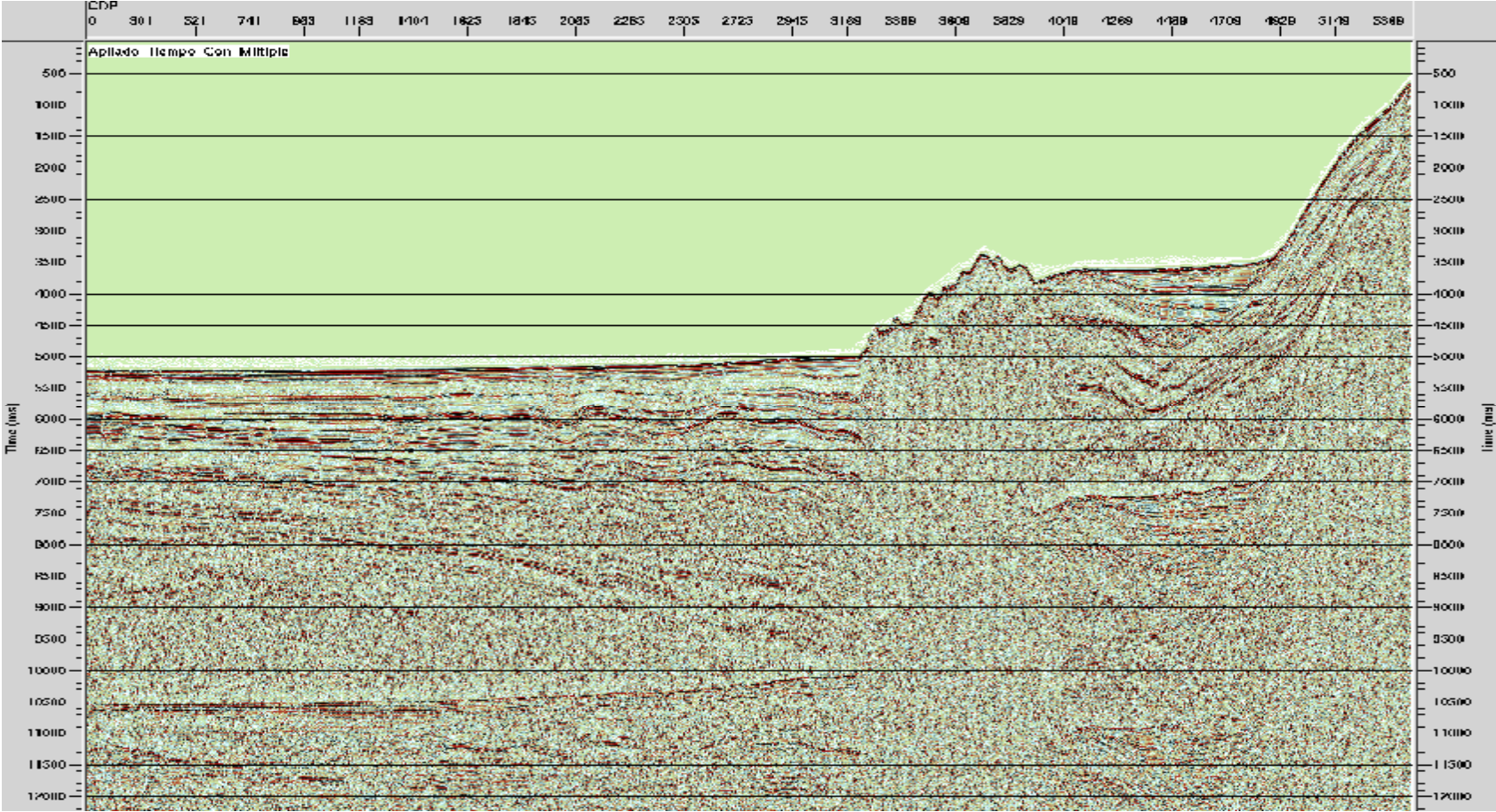


Figura 14. Migración posapilado en tiempo con la técnica de Kirchhoff de la línea sísmica RC2103 usando el campo de velocidades de la figura 8.

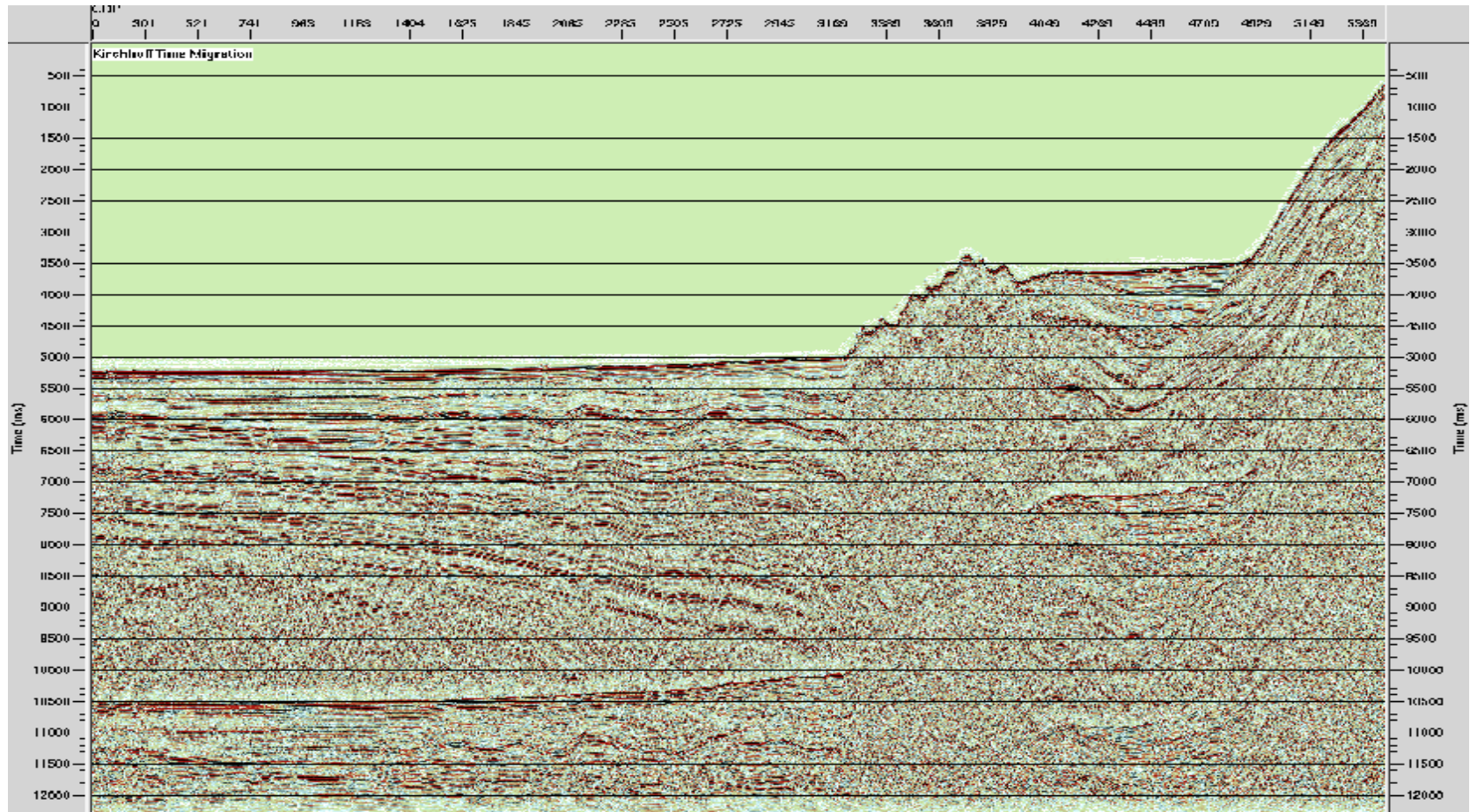


Figura 15. Imagen con migración preapilada en tiempo de la línea sísmica RC2103 en el dominio del tiempo con atenuación del múltiple del fondo marino.

MIGRACIÓN PREAPILADO KIRCHHOFF EN TIEMPO

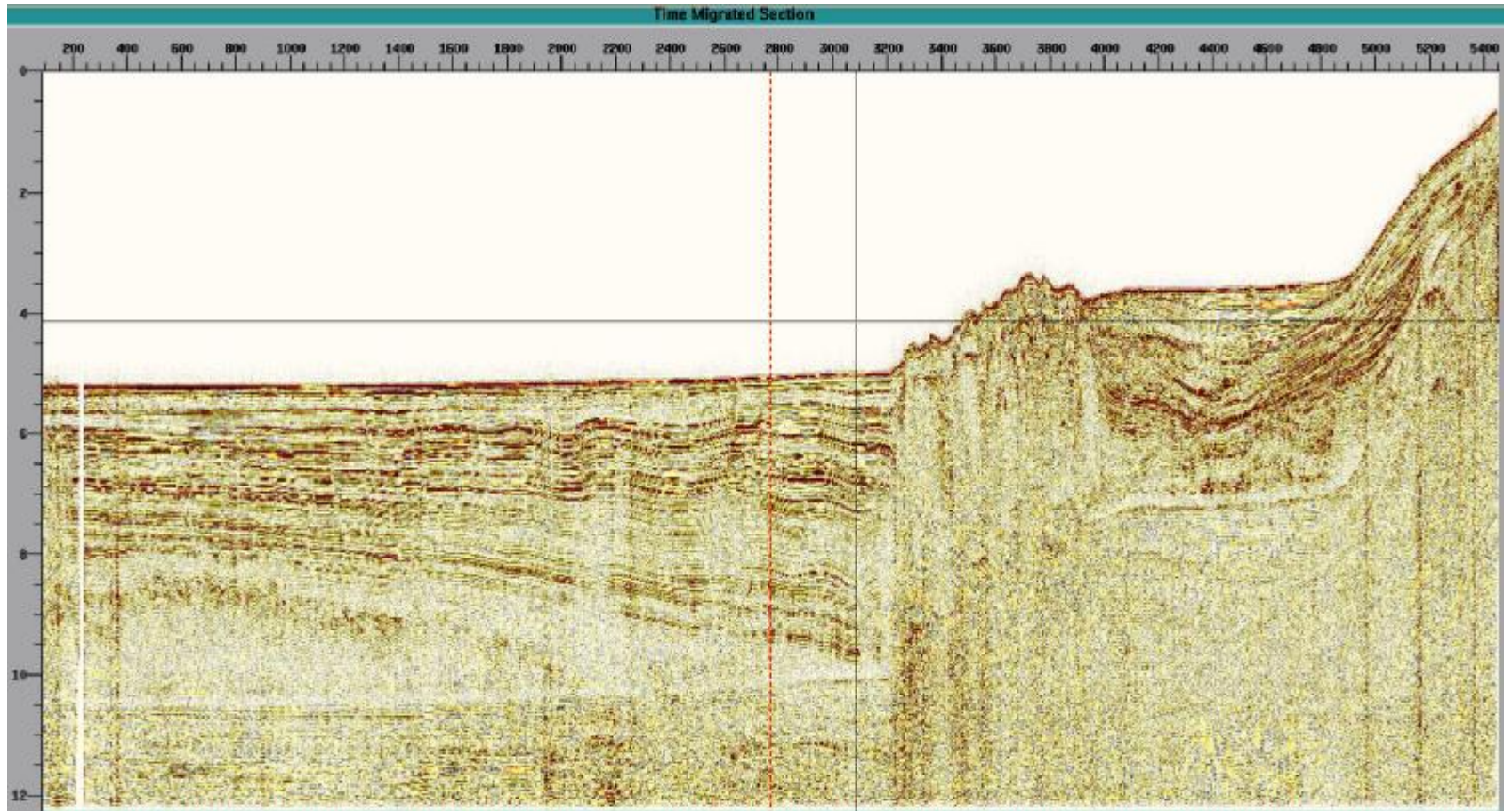


Figura 16. Campo de velocidad intervalo final de la línea sísmica RC2403.

VELOCIDAD INTERVALO.

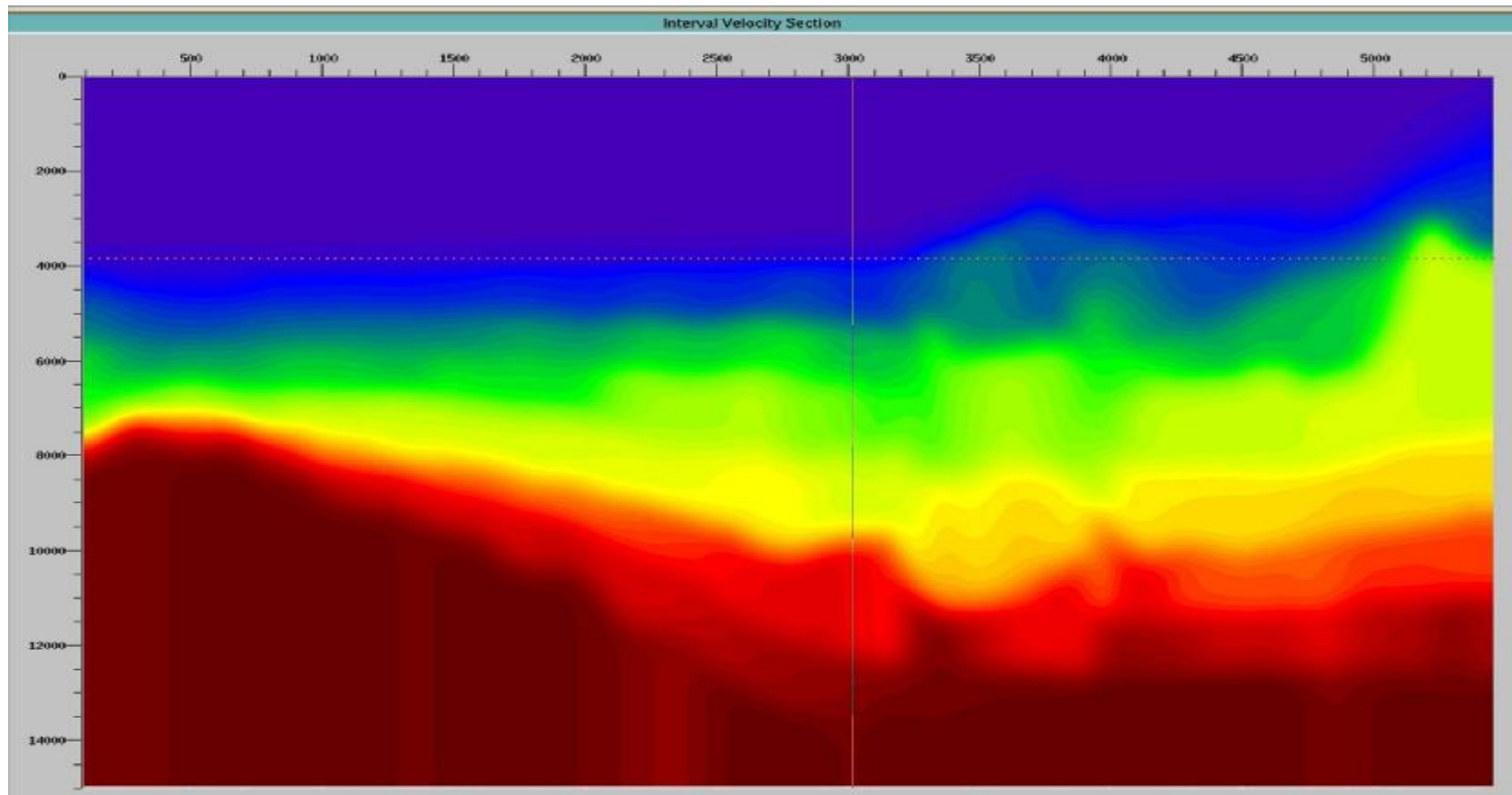
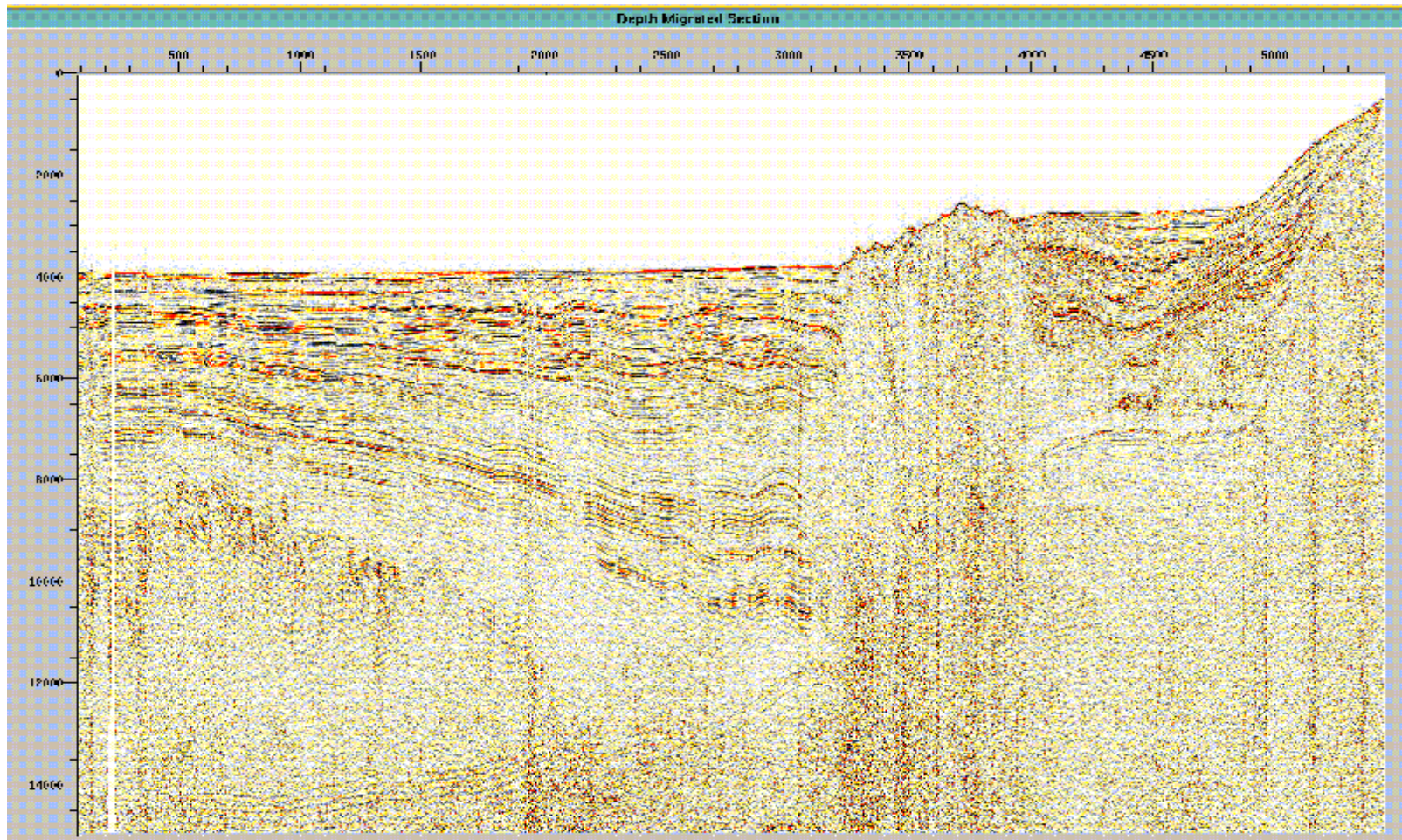


Figura 17. PSDM de la línea RC2103.



2.2.3. Elementos finitos

El método de migración por elementos finitos consiste en una aproximación para encontrar la solución numérica de la ecuación de onda como una solución por diferencias finitas, donde las derivadas son reemplazadas por aproximaciones en diferencias finitas, convirtiendo entonces un problema de ecuaciones diferenciales en un problema algebraico.

2.3. ATENUACIÓN DE MÚLTIPLES

Los múltiples pueden ser definidos como eventos sísmicos que sufren más de una reflexión (Yilmaz, 2008), donde estos pueden ser de largo periodo o de corto periodo, como se puede ver en las siguientes gráficas:

Figura 18. Representación de un modelo geológico de tres capas que muestra la trayectoria de propagación de la onda en la columna de agua (azul). Nótese que en la interface agua – aire hay un efecto de reflexión que hace que la onda vuelva. (F = Fuente, R= Receptor).

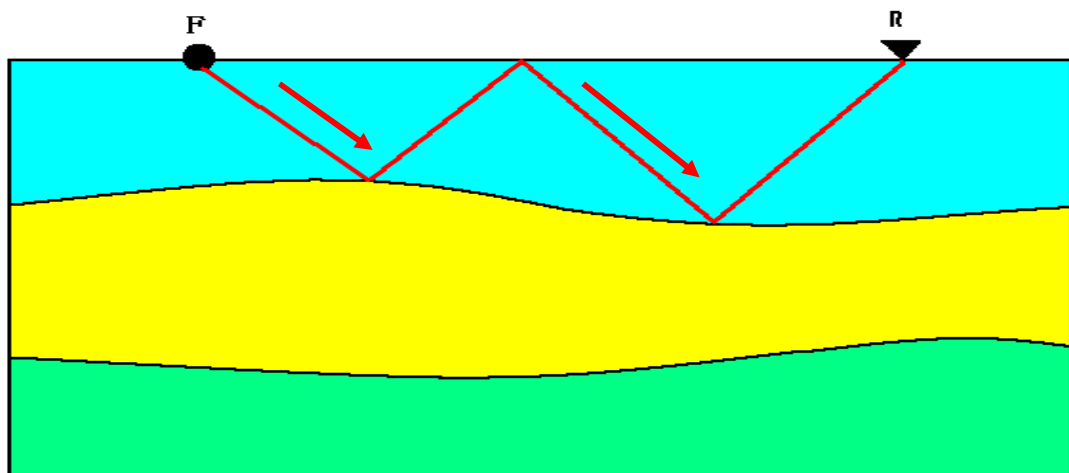
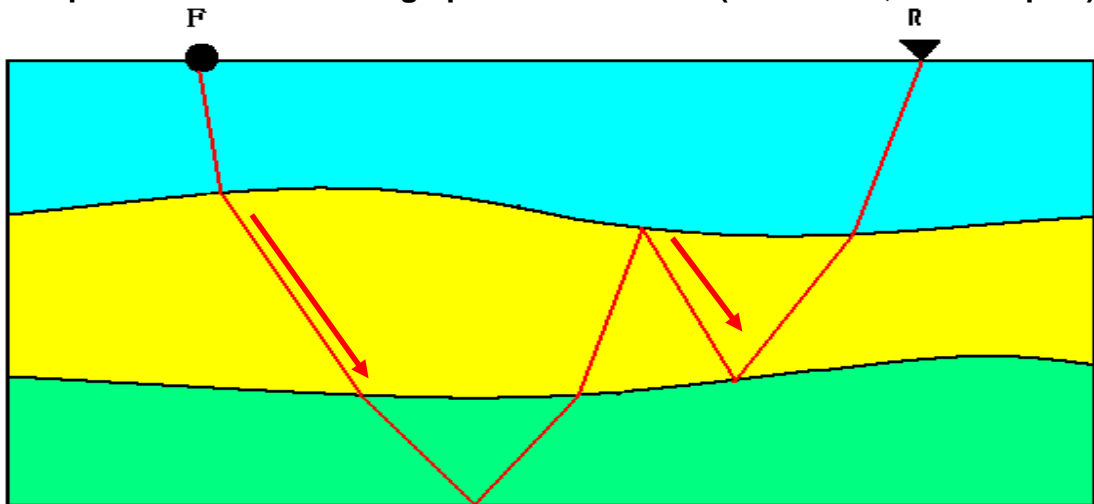


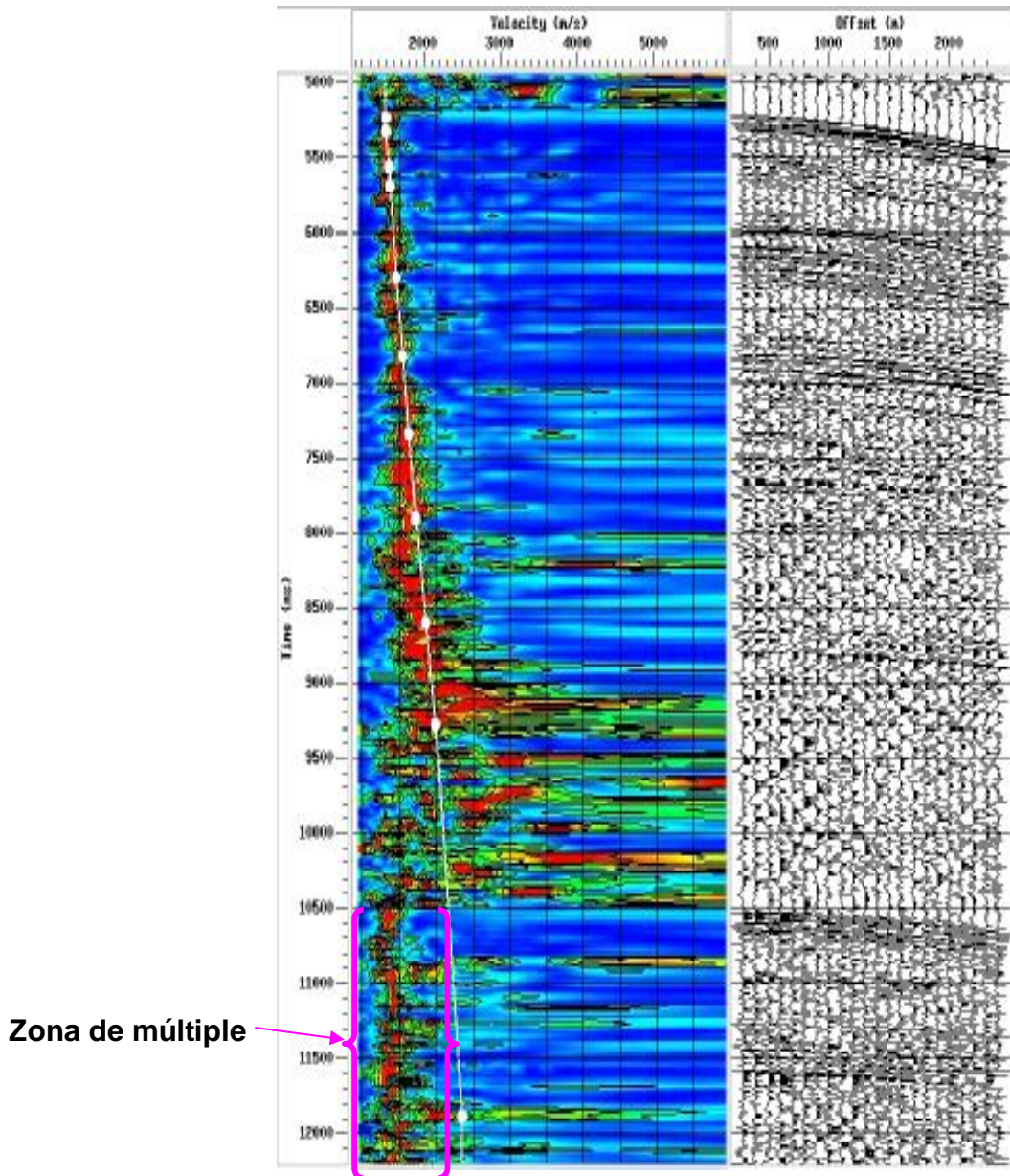
Figura 19. Representación de un modelo geológico de tres capas que muestra la trayectoria de propagación de la onda, donde se ilustra un múltiple no simétrico de largo periodo e interno. (F = Fuente, R= Receptor).



La atenuación de múltiples en datos marinos es importante para poder interpretar mejor la sección sísmica. Éste es un problema al que diariamente se enfrentan científicos en todo el mundo (Yilmaz, 2008; Ángulo, 2007; Álvarez, 2004; entre otros) de hecho para atenuar múltiples se usan métodos matemáticos implementados en algoritmos bastante elaborados, estos métodos son llamados no convencionales y son usados en laboratorios de investigación o por industrias que cuidan celosamente las metodologías desarrolladas. Algunos métodos para atenuación de múltiples son: Radón, deconvolución predictiva y F-K.

En el caso marino, el reflector que comúnmente genera los múltiples más fuertes en cuanto a amplitud es la superficie libre, debido al contraste de velocidades entre el aire y la capa de agua. Este se caracteriza por tener una amplitud bastante alta y presentar una velocidad de propagación igual a la del agua (1500 m/s), tal como se ilustra en la FIGURA 20.

Figura 20. A la izquierda de la imagen se observa la tendencia de la semblanza con su correspondiente picado en un diagrama de tiempo (t_0) contra la velocidad de apilado (ver anexo 2), donde también se identifica claramente la presencia del múltiple del fondo marino el cual esta a 10500 ms pero con velocidad constante e igual a 1500 m/s (velocidad de propagación en el agua). A la izquierda el *super CMP* utilizado para generar la semblanza analizada.



Existen diferentes formas de atenuar o remover las reflexiones múltiples, por ejemplo, para el múltiple del fondo marino, la energía de este tiende a reverberar en la capa de agua, comúnmente estos exhiben comportamientos periódicos en sus tiempos de arribo y siempre se propagan a la velocidad del agua, lo cual permite eliminarlo por medio de un filtro F-K o con la transformada parabólica de Radón. En el subsuelo las capas de roca, debido a su formación, presentan respuestas a la sismica diferentes, dando lugar a múltiples sin periodicidad o de corto periodo, los cuales hacen pensar en otras técnicas de atenuación como la deconvolución predictiva (Yilmaz, 2001). Para el caso de la eliminación del múltiple del fondo marino en la sección sísmica RC2103 se optó por usar el método de la transformada de Radón, debido a que según Yilmaz, 2001; es uno de los más eficientes.

2.4. TRANSFORMADA DE RADÓN

La transformada de Radón es usada en numerosos campos de la ciencia, en geofísica es usada en el modelamiento y remoción de múltiples (Yilmaz, 2001). Ésta es la herramienta más versátil y adecuada según Yilmaz, 2001; para atenuar este tipo de ruido y poder así observar información que es enmascarada por este.

Este método consiste en ordenar los datos por CDP's y aplicar una corrección por NMO⁸ con las velocidades de los eventos primarios. De ésta manera los eventos primarios quedan aproximadamente horizontales, mientras que los múltiples quedan con una forma parabólica debido a que son eventos que se encuentran en zonas donde la velocidad, para que se horizontalicen, es diferente. Al aplicar la transformada parabólica de Radón, los eventos primarios que están ubicados cerca de la línea de "moveout" residual cero se mantienen, mientras que los múltiples se encuentran en regiones más alejadas del residual cero, los cuales son

⁸ La corrección NMO indica la eliminación del efecto, en el tiempo de transito, causada por la distancia entre la fuente y el receptor.

atenuados o eliminados. La transformada parabólica de Radón está definida por la siguiente función:

$$\tau^2 = t^2 - 4h^2 p^2 \quad [2]$$

Donde τ es dos veces el tiempo al cero offset, t es el tiempo doble de viaje de la onda, h la mitad del offset y p es el inverso de la velocidad de apilado ($1/v$) (Yilmaz, 2001). Nótese que la transformada de Radón trabaja en el dominio τ - p .

Figura 21. En la figura (a) se observan los eventos primarios (verde) y los múltiples (rojo), en un medio con velocidad constante, en (b) su correspondiente transformada parabólica de Radón. Nótese que a mayor profundidad menor va a ser la discriminación entre primarios y múltiples. En sismica marina muchas veces los sedimentos de la capa meteorizada tienen velocidades muy parecidas a las del agua de mar (1500 m/s), haciendo que el efecto del múltiple del fondo marino sea más difícil de remover.

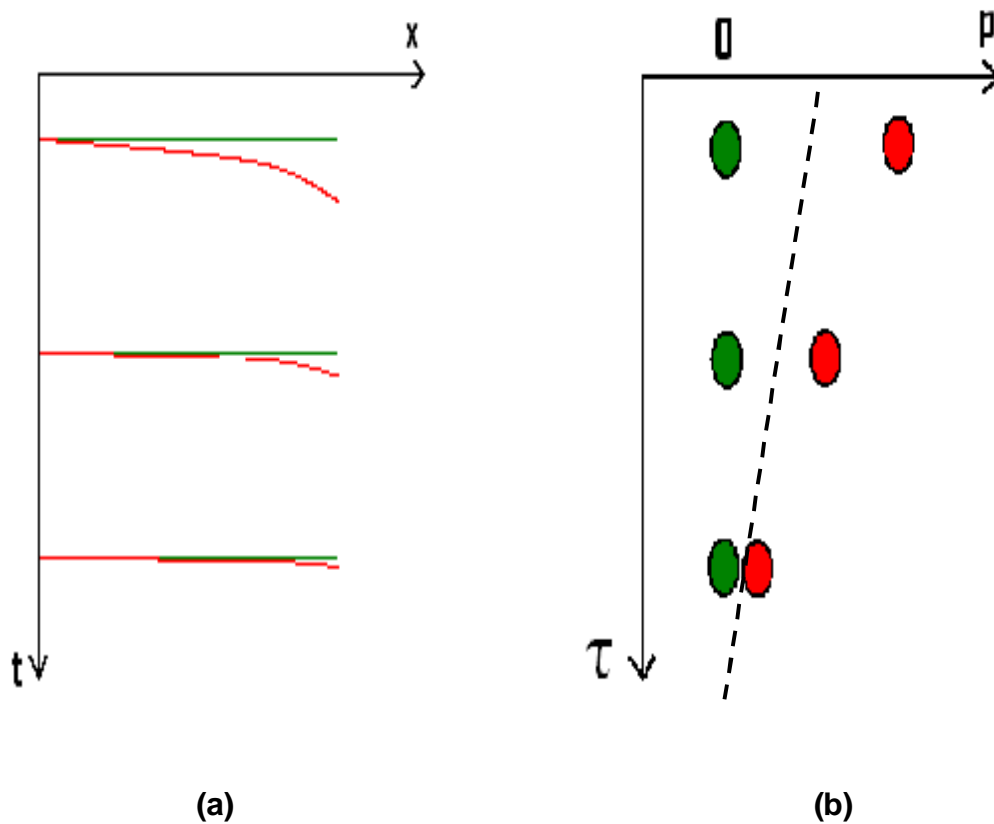
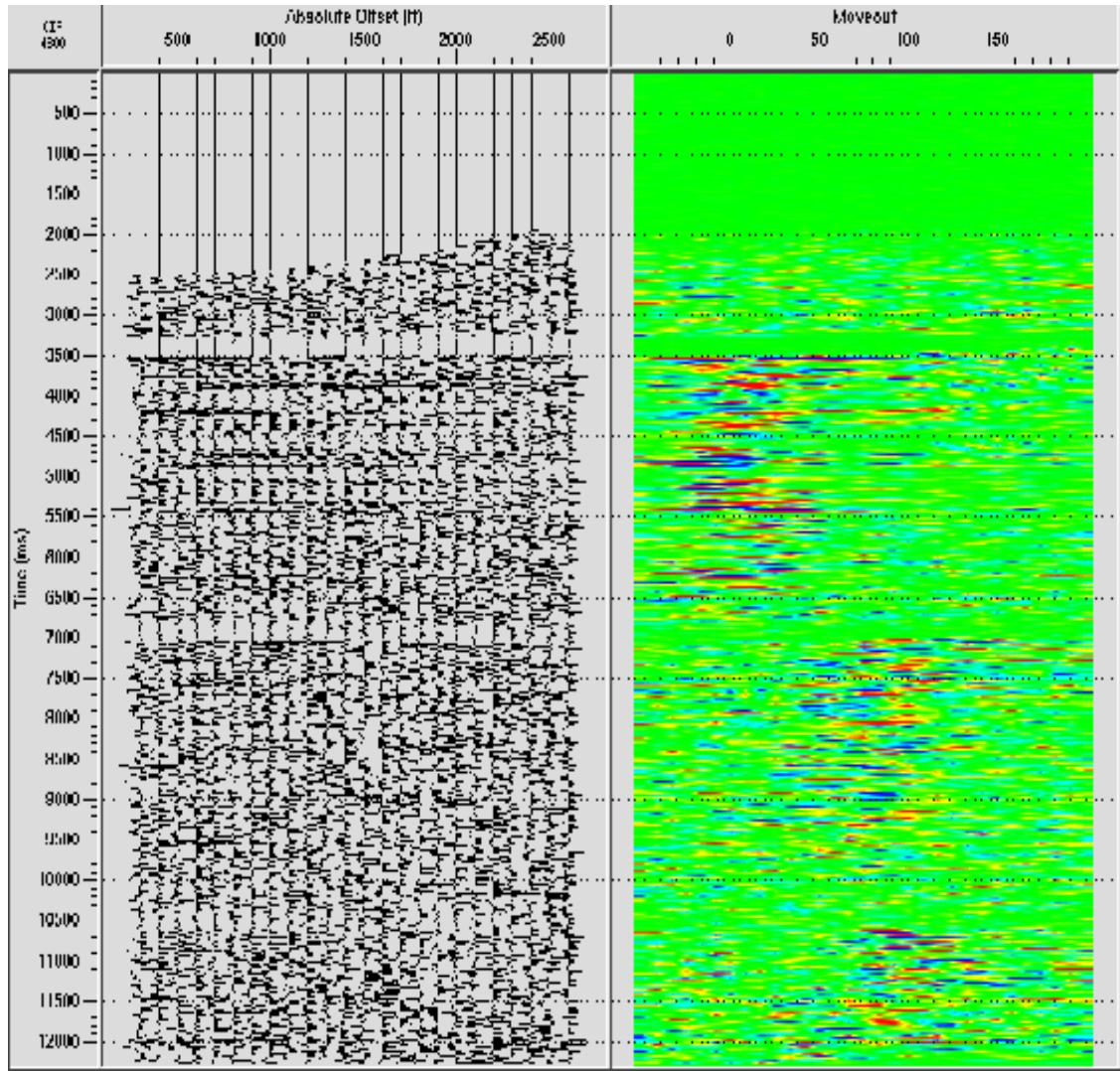


Figura 22. En esta figura se observa en (a) una familia de CDP corregido por NMO en un diagrama de tiempo contra el valor absoluto del *offset* y en (b) su correspondiente transformada parabólica de Radón. Nótese en (b) como la región de múltiple desde de 7 s se aleja significativamente del *moveout* 0, haciendo así más fácil su identificación y su correspondiente aislamiento de los primarios.



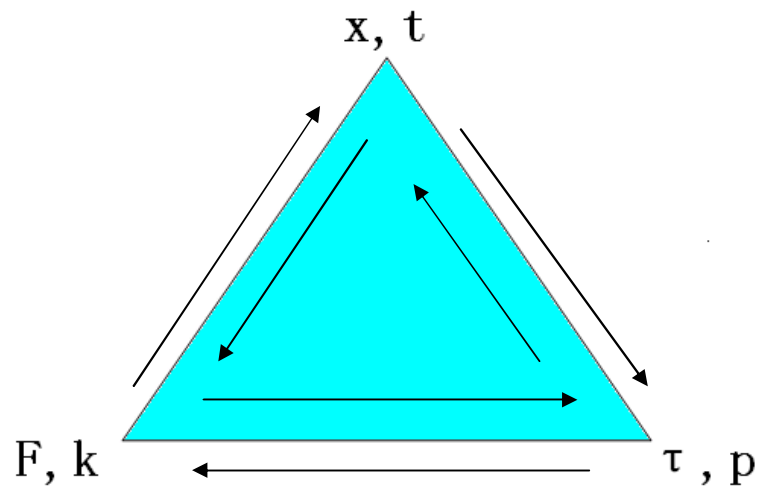
(a)

(b)

La transformada parabólica de Radón está directamente relacionada con la transformada de Fourier, debido a que es posible tener un campo de datos en el

dominio de (F, K) y expresarlos como (τ, p) , teniendo antes los datos en el dominio de (X, t) .

Figura 23. Esquema que muestra las relaciones de la transformada de Fourier con la transformada de Radón y el dominio $x - t$.



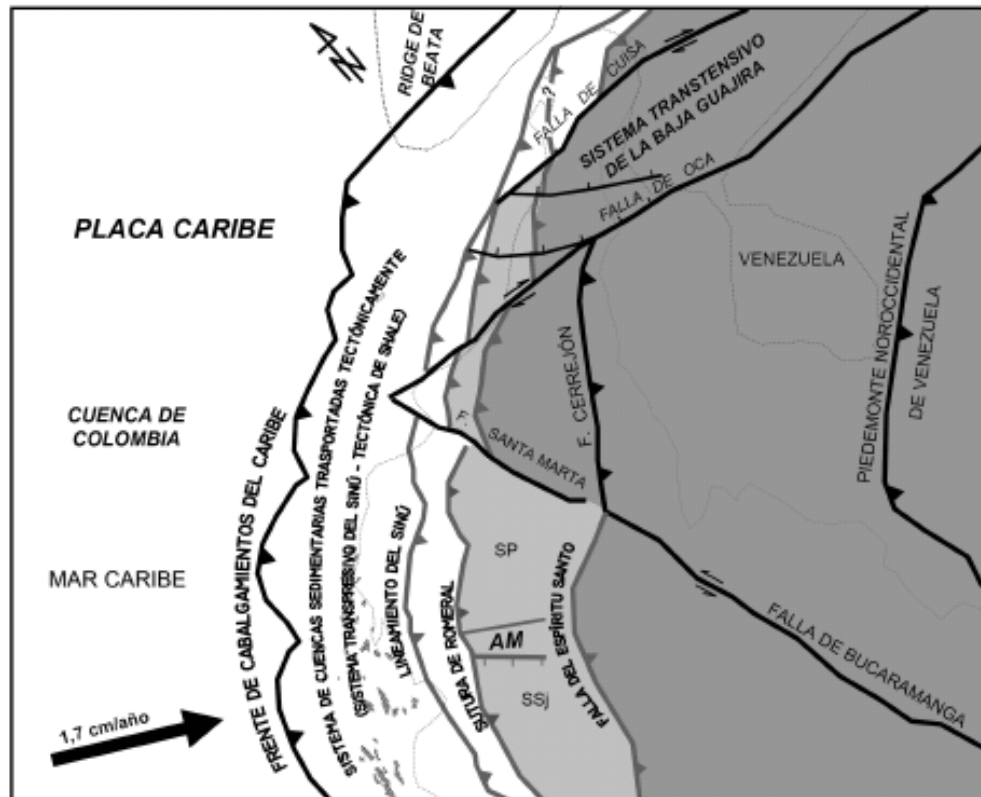
3. GEOMETRÍA DEL PRISMA DE ACRECIÓN DE LA BAJA GUAJIRA

Estimar la geometría del prisma de acreción de la baja guajira en la línea sísmica RC2103 y comparar dicha geometría con el prisma de acreción de Sinú – San Jacinto es importante para entender parte del marco tectónico del caribe Colombiano (Duque-Caro, 1984; Toto y Kellogg, 1992; Flinch, 2003). Se sabe que la convergencia de la placa Caribe en la placa Suramericana forma un cinturón deformado a lo largo de la costa Caribe colombiana (Duque-Caro, 1983), por lo tanto acumulación de sedimentos provenientes del continente van a formar prismas de acreción a lo largo del margen nombrado anteriormente, tal y como sucede con los prismas de acreción de la baja Guajira y el de Sinú – San Jacinto. Estos pertenecen al sistema transpresivo del Sinú tal como se ve en la FIGURA 24 (Ramos, 2005).

Tomando la línea sísmica RC2103 migrada en profundidad, se interpretaron las fallas de cabalgamiento y el despegue de estas, que también corresponde al despegue basal del prisma de acreción de la baja Guajira. Usando el modelo de decrecimiento crítico para una cuña de material de Coulom se estimaron valores de presión de fluido ó coeficiente de Hubert-Rubey (λ), ángulo de la pendiente topográfica para la sección sísmica (α), ángulo del despegue (β), asumiendo un coeficiente de fricción a lo largo del despegue basal (μ_b) igual a 0.85, calculado por ley de Byerlee en el cinturón plegado del caribe (Toto y Kellogg, 1992).

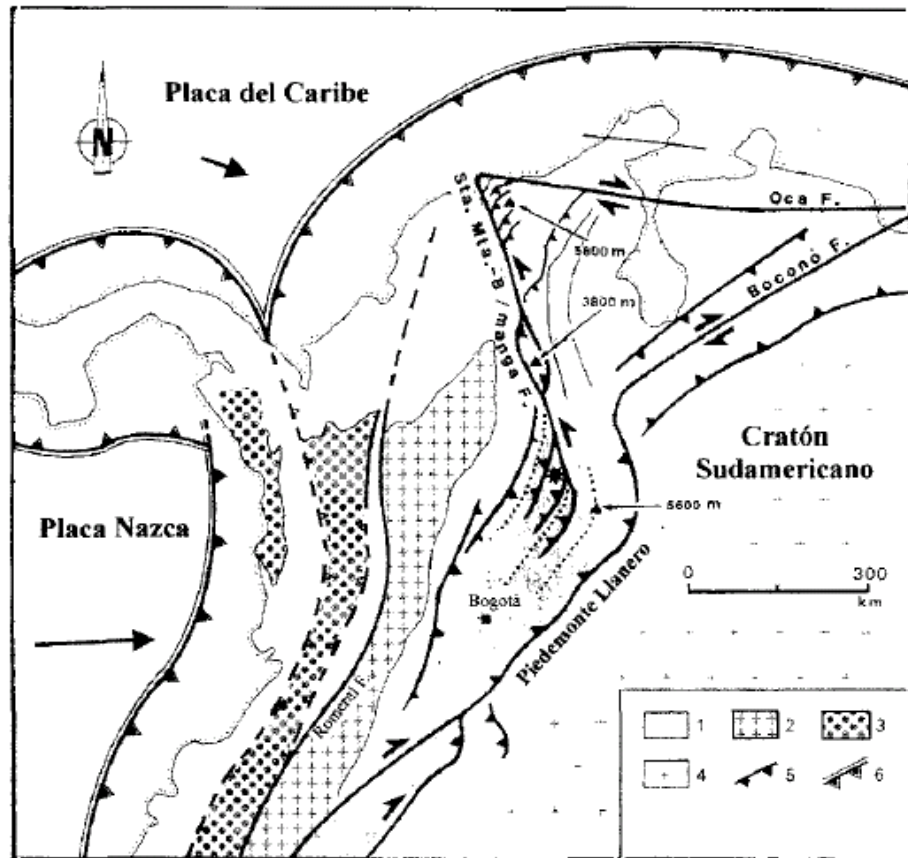
A continuación se establecen tres modelos interpretativos para el despegue basal del prisma de acreción de la Baja Guajira, lo cual nos ayuda a calcular la presión de fluido sobre éste, midiendo los ángulos del despegue y de la topografía de la cuña.

Figura 24. Esquema de la tectónica del Caribe. Nótese como el vector de incidencia de la placa Caribe en la Suramericana tiene un mayor ángulo de incidencia en el margen costero que va desde la Sierra Nevada de Santa Marta hacia el sur, hasta el Golfo de Urabá. Mientras que si que hacia el norte desde la Sierra nevada de Santa Marta el ángulo de incidencia entre las dos placas tiende a comportarse más como un régimen transcurrente, con componente transpresiva (Rosello, 2007).



3.1. MARCO TECTÓNICO REGIONAL

Figura 25. Marco tectónico regional de Colombia, donde con flechas gruesas se ilustra la vergencia relativa de las placas Caribe y Nazca con la Suramericana. 1=Cordillera oriental; 2=Cordillera central; 3=cordillera occidental y serranía del Baudó; 4=Cratón; 5=falla inversa y de cabalgamiento; 6=zonas de subducción del Pacífico y del Caribe (Taboada, 1998).



La Placa Caribe converge en dirección SE con respecto a la placa Suramericana, a una velocidad de 1-2 cm/año (FIGURA 25). La convergencia relativa entre estas placas es responsable de la deformación observada en el norte del territorio colombiano (Taboada, 1998). A diferencia de la convergencia entre Nazca y Suramérica, el movimiento de la Placa Caribe no tiene una expresión sísmológica relevante (Taboada, 1998), esto debido a que la incidencia entre placas en este

sector es una trancurrencia con componente transpresional, donde esta última es relativamente pequeña comparada con la transcurrete.

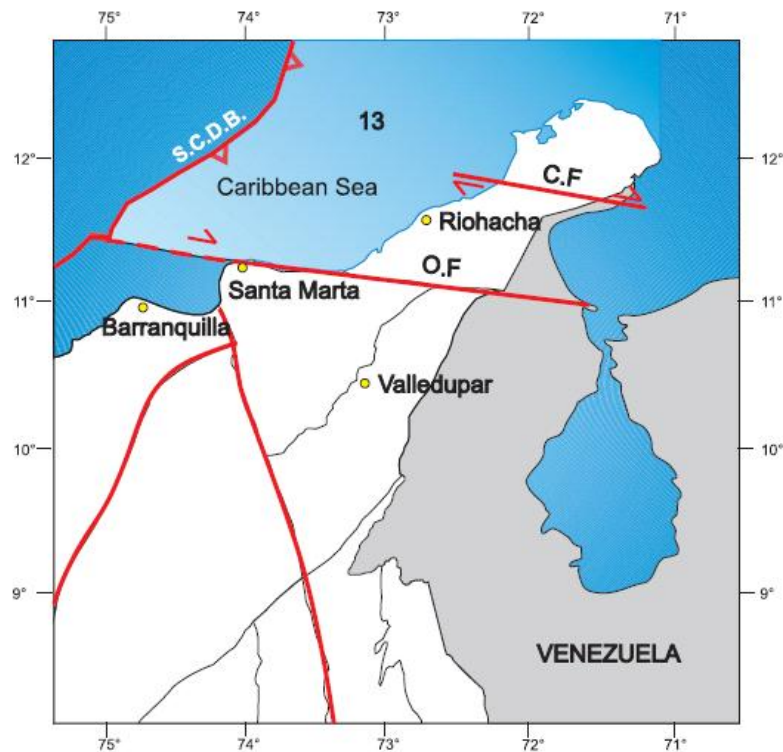
3.2. GEOLOGÍA DE LA CUENCA DE LA BAJA GUAJIRA

La baja Guajira está localizada entre la falla de Oca en el sur y la falla de Cuisa o cinturón de cocinas en el norte (ver figura 26). Ésta se caracteriza por tener una geomorfología suave con exposiciones del Terciario superior y rocas del Cuaternario. En el subsuelo se registran rocas del Paleoceno tardío, Neógeno temprano y el Cuaternario. El basamento consiste de esquistos del Cretácico tardío en el oeste, en el Cretácico temprano traquitas y espelitas en el este y granito del Precámbrico. Gutiérrez y Osorio, 1998; también consideran que la cuenca de la baja Guajira quizá es resultado de movimiento de Pull-apart entre los sistemas de fallas de Oca y Cuisa.

La cuenca de la baja Guajira se divide en dos partes: 1. la depresión del Tayrona al suroeste con acumulación de sedimentos del terciario, con aproximadamente 7 Km. de espesor y 2. la plataforma de Chuchupa-Ballena al norte y al este extendiéndose hacia el Golfo de Venezuela (Gutierrez y Osorio, 1988). El basamento de la baja Guajira de afinidad continental que se ha visto afectado por la tectónica extensional del Oligoceno (Beicip-Franlab, 2001).

Durante el Eoceno medio, los sistemas de fallas de Oca y Cuisa se desarrollaron principalmente por los esfuerzos de la placa Caribe con respecto a la Placa Suramericana. En general, un fuerte proceso de erosión ocurrió del Paleoceno al Eoceno, que afectó principalmente al área de la Guajira.

Figura 26. Delimitación tectónica del offshore de la cuenca de la baja Guajira, limitada al sur por la falla de Oca (O.F), al norte por la falla de Cuisa (C.F) y al oeste por el cinturón plegado del Caribe.



La geología estructural de la cuenca de la baja Guajira es influenciada principalmente por el marco tectónico que gobierna ésta región. Causa especial curiosidad el paralelismo que tienen las fallas de Oca y Cuisa, dominadas por el mismo tren de esfuerzos que da la convergencia de la Placa Caribe en éste margen de la placa Suramericana. En éste trabajo se reconoce que en la zona entre las dos fallas existe un dominio convergente que hace que exista ahí un sistema de cabalgamientos, los cuales haría falta analizar en cuanto su continuidad lateral, para poder estudiar la dinámica estructural que gobierna el espacio entre las fallas que delimitan ésta cuenca.

A continuación se presenta la tabla estratigráfica de la baja Guajira, en la cual se observan sus formaciones con sus respectivos espesores relativos:

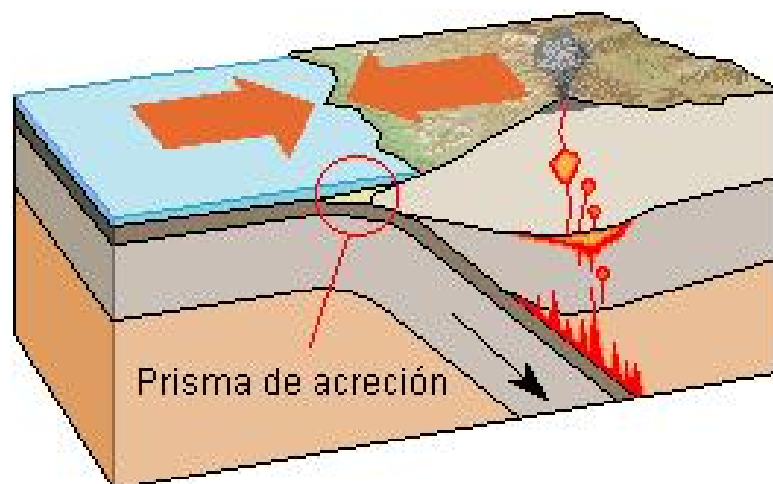
Figura 27. Columna litoestratigráfica y cronoestratigráfica de la cuenca Guajira (Colombia).

	EPOCA	UNIDAD	ESPESOR M	
Q	HOLOCENO			
	PLEISTOCENO			
	PLIOCENO	Fm Gallinas		
TERCIARIO	MIOCENO	Fm Castilletes	692	
		Fm Jimol	940	
		Fm Uitpa	342	
	OLIGOCENO	Fm Siamana	302	
	EOCENO	Fm Macarao	>253	
	PALEOCENO			
CRETACICO	MAAST			
	CAMP	Fm Colón o Guaralamai	>500	
	SAN			
	CON			
	TUR	Fm La Luna	79-130	
	CEN	Gr Cogollo	Fm Maraca	
	ALB		Fm Cogollo Inferior	>700
	APT			
	BARR	Gr Yaruma	Fm Yaruma Sup	
	HAU		Fm Moina	50-350
	VAL		Fm Palanz (Pascachi)	400-1300
	BERR		Fm Ipapure	70
	JURASICO	SUP	Gr Cocinas	Fm Jipi (Cuiza)
MED		Fm Chinapa		664-1177
INF		Fm Caju		992
				Fm Cheterio
TRIASICO	SUP		Fm Uitpana	>253
	INF		Fm La Quinta	

3.3. ¿QUÉ ES UN PRISMA DE ACRECIÓN?

Un prisma de acreción es una gran masa de sedimentos que se acumula en forma de cuña en una zona de subducción (zona de contacto entre dos placas que convergen). En esta zona los sedimentos provienen de la corteza oceánica en subducción y de la corteza continental, donde estos son acrecionados o apilados por el mismo proceso convergente entre las dos placas. Se forman en los márgenes continentales activos, si no hay prisma, los materiales que llegan del continente se subducen con la placa (modificado de la enciclopedia Wikipedia, prisma de acreción).

Figura 28. Esquema de un prisma de acreción, producto de la convergencia entre dos placas (oceánica-continental), donde se observa el apilado de sedimentos proveniente del continente principalmente que forma la cuña o prisma de acreción (tomado de la enciclopedia Wikipedia, prismas de acreción).



3.4. MODELO DE DECRECIMIENTO CRÍTICO PARA UNA CUÑA NO COHESIVA DE MATERIAL DE COULOMB

En 1959, Hubbert y Rubey descubrieron mediante experimentos que a medida que arrastraban un material de la forma que lo hace la parte frontal de un buldózer

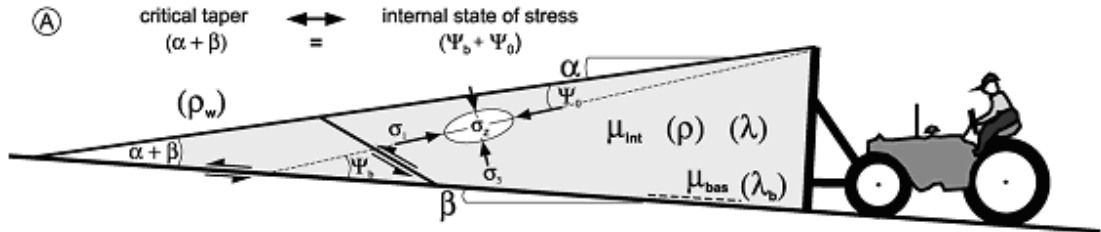
(FIGURA 29) se generaba una cuña, la cual a medida que se arrastraba más cantidad de material, tendía a deformarse internamente para acomodar espacialmente el nuevo material. Esto ocurría hasta cierto punto en el cual la dinámica interna de la cuña cesaba su deformación interna, por lo tanto esta entraba en un régimen estacionario, arrastrándose sobre un despegue.

Debido a las observaciones anteriores se definió el modelo de crecimiento crítico como la condición mecánica por la cual una cuña de material de Coulomb se deforma totalmente y las fuerzas compresivas en todo el segmento de la cuña son balanceadas con la resistencia de fricción de la parte deslizante (Toto y Kellogg, 1992), esto es muy fácil de entender si hacemos la analogía del mecanismo de la cuña con la forma de los materiales en el frente de un bulldózer (ver figura 29).

Jo Lohrmann y colaboradores (2001) definieron la teoría del ángulo de decrecimiento crítico como información de alto potencial para entender orogenias, debido principalmente a los efectos compresivos que dominan estos sistemas, de manera que el equilibrio de las fuerzas orogénicas es similar en el crecimiento de la mayor parte de su geometría, y también en sus propiedades mecánicas y cinemáticas.

Se asume que la cuña está compuesta por un material de Coulomb. Davis y colaboradores (1983) definieron una expresión para el modelo de decrecimiento crítico. El ángulo α (FIGURA 29) representa la inclinación topográfica, el ángulo β es el buzamiento del despegue basal y $\alpha + \beta$ es el ángulo de decrecimiento crítico.

Figura 29. Representación del sistema de parámetros físicos que definen el modelo del ángulo de decrecimiento crítico para una cuña no cohesiva de material de Coulomb (Tomado de Jo Lohrmann, 2001).



Para pequeños ángulos ($\alpha + \beta \leq 1^\circ$) el ángulo de decrecimiento crítico para cuñas cohesionales es determinado por:

$$a + b = \frac{(1 - r_w / r)b + m_b(1 - l)}{(1 - r_w / r) + k(1 - l)} \quad [3]$$

Donde λ es la presión de fluidos o coeficiente Hubbert – Rubey, el cual se supone igual para la cuña y el despegue basal; ρ_w y ρ son las densidades del agua (o aire para cuñas intracontinentales) y la de las rocas de la cuña, respectivamente; μ_b es el coeficiente de fricción a lo largo del despegue basal. k está definido aproximadamente por:

$$k = \frac{\text{sen} f}{1 - \text{sen} f} + \frac{\text{sen}^2 f_b + \text{cos} f_b (\text{sen}^2 f - \text{sen}^2 f_b)^{1/2}}{\text{cos}^2 f_b - \text{cos} f_b - (\text{sen}^2 f - \text{sen}^2 f_b)^{1/2}} \quad [4]$$

Donde ϕ_b es el ángulo de fricción a lo largo del despegue basal y ϕ es el ángulo de fricción interna de la cuña.

Las ecuaciones [1] y [2] son necesarias para estimar principalmente el régimen de presión de poro, basados en la información que se saque de la imagen sísmica en profundidad y de los parámetros petrofísicos sacados de los ODP del área.

3.5. DOMINIOS DE ESTABILIDAD DE UN PRISMA DE ACRECIÓN

Según Lallemand, 1999; los prismas de acreción pueden tener cuatro dominios de estabilidad, según los ángulos del relieve de la cuña (α) y del despegue basal (β). Estos estados son: 1. En la región estable, el prisma no necesita reacomodar su estructura con cambios menores de las condiciones en las se encuentre durante largos periodos de tiempo, éstas condiciones pueden ser reactivaciones o incrementos en los aportes de sedimentos al prisma de acreción, también un factor a variar en el prisma podría ser que se incremente la rata de erosión del tope de la cuña, entre otros. 2. Que esté en los límites de la estabilidad, éste estado es llamado "crítico", y significa que hay un equilibrio entre la fricción del despegue basal y los esfuerzos a los cuales es sometida la cuña. En éste estado la cuña es susceptible de cambiar con pequeñas alteraciones como aporte de sedimento o erosión en el sistema en el que se encuentra. 3. Estado en el cual la cuña está sometida a un sistema estructural de dominio compresivo, en el que el ángulo del relieve topográfico de la cuña disminuye por erosión. El prisma al tender a reacomodar internamente su estructura busca el equilibrio de esfuerzos y reactiva o genera fallas de cabalgamiento en su estructura. 4. Estado en el que la cuña está en un sistema estructural de domino extensivo, en el que el ángulo del relieve topográfico de la cuña aumenta por reactivación o incremento de aporte de sedimento. El prisma tiende a reacomodar su estructura interna con sistemas de fallas normales, permitiendo así que en el tiempo consiga un ángulo de equilibrio.

A continuación observaremos los 4 estados en el diagrama de Dahlen (FIGURA 38), en los cuales se pueden ubicar según su geometría a los prismas de acreción.

Figura 30. Diagrama de estabilidad en función del ángulo del relieve topográfico α y del ángulo del despegue basal β , según Dahlen, 1984. Donde 1 es la zona de estabilidad, 2 la región crítica, 3 el prisma está sometido a compresión y 4 el prisma está sometido a extensión.

3.6. PRISMA DE ACRECIÓN DE LA BAJA GUAJIRA

Definir la geometría del prisma de acreción de la baja Guajira en la línea sísmica RC2103 migrada en profundidad, es de gran importancia para entender como varía la geometría de la cuña en el cinturón plegado del Caribe en la zona de transición entre el Sinú y la Guajira. Por lo tanto a continuación se desarrollará una metodología para estimar valores de presión de fluidos y la fricción interna de la cuña, basados en la interpretación del despegue de la cuña y la aplicación de la teoría de *critical taper*.

Para iniciar la aplicación del modelo de *critical taper* debemos primero interpretar la sección sísmica, la cual está en profundidad, dándonos así una perspectiva más real de cómo pueda estar en el subsuelo la geología estructural de la zona. Para esto vamos a considerar tres modelos por donde podría ir el despegue basal del prisma de acreción, los cuales son: 1. Observar reflexiones en la sección, de tal

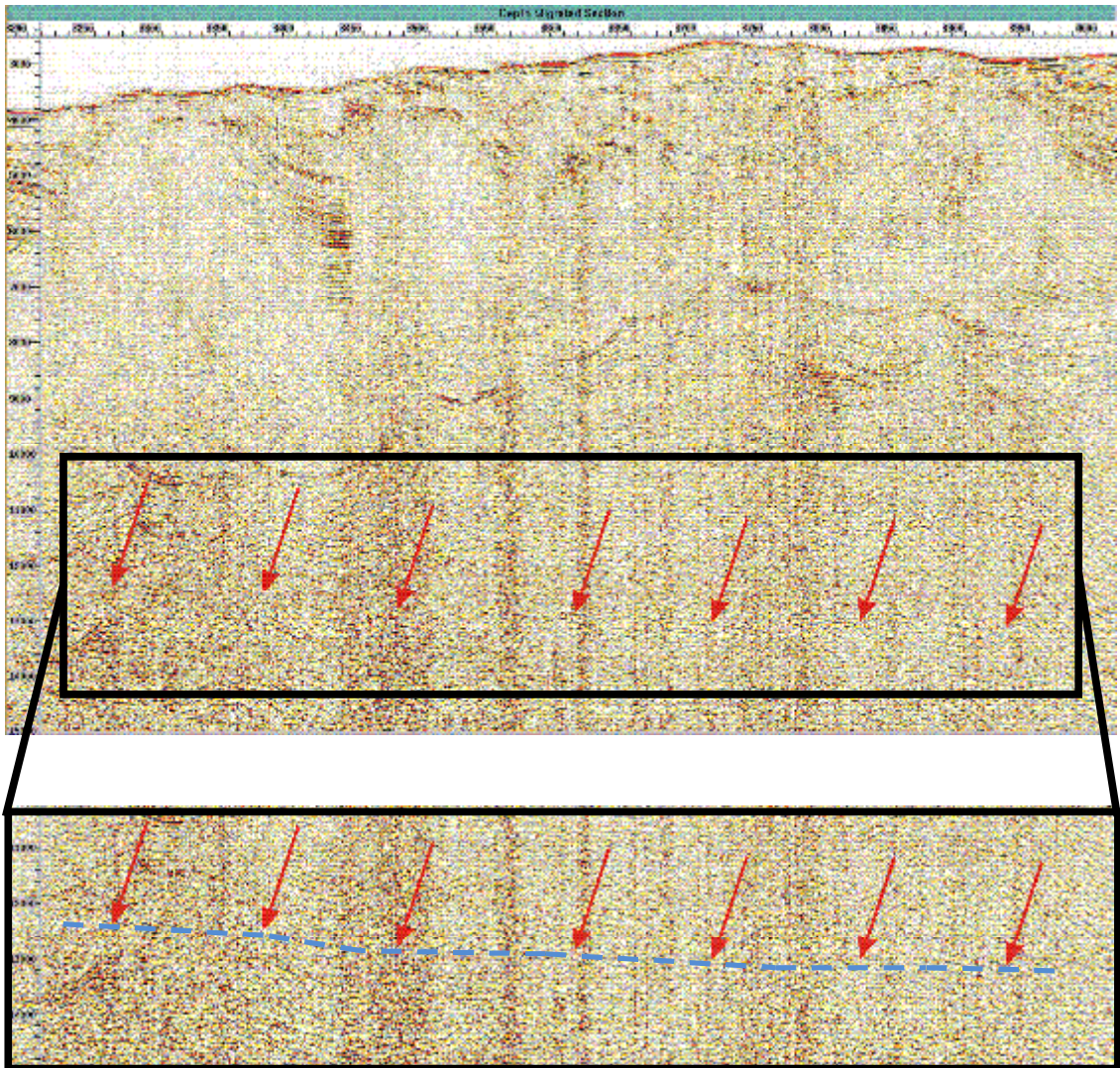
manera que se interprete un lineamiento continuo del despegue en el prisma de acreción; 2. llevar una continuidad del despegue desde la fosa hasta el frente de deformación del prisma y 3. llevar la continuidad de los cabalgamientos en profundidad, de tal forma que donde terminen se podrá intuir que por ahí va el despegue de estas.

A continuación consideramos el primer modelo nombrado anteriormente, donde observamos la interpretación del despegue de la cuña, las fallas de cabalgamiento y los dominios de buzamiento entre fallas inversas (FIGURA 31), para así determinar sus ángulos relativos de cabalgamientos principales y del despegue.

3.6.1. MODELO 1: Interpretación del despegue basado en la continuidad del reflector.

En la sección sísmica se reconocen lineamientos continuos a lo largo de la zona donde se espera que se encuentre el despegue basal del prisma de acreción (FIGURA 31), debido a que la resolución de la imagen sísmica no es muy buena en esta zona. Por lo tanto el criterio tenido en cuenta a la hora de interpretar es el de encontrar una amplitud continua, que permita ser seguida y marcada. Efectivamente se encontró este patrón, el cual se interpretó para hallar su ángulo β y la presión de fluidos λ sobre el.

Figura 31. Interpretación de las reflectividades discretas en algunos sectores de la sección. Nótese la cantidad de ruido de la zona donde se espera la ubicación del despegue, esto debido a los múltiples y el ruido aleatorio.



Para hallar β se tomó la línea recta promedio que representara la inclinación del despegue basal para este modelo, dando como respuesta un valor de 0.82° . Para hallar la presión de fluidos λ sobre el prisma de acreción se usó la siguiente ecuación:

$$I = \frac{P_{lit} - P_e - P_{fm}}{P_{lit} - P_{fm}} \quad [5]$$

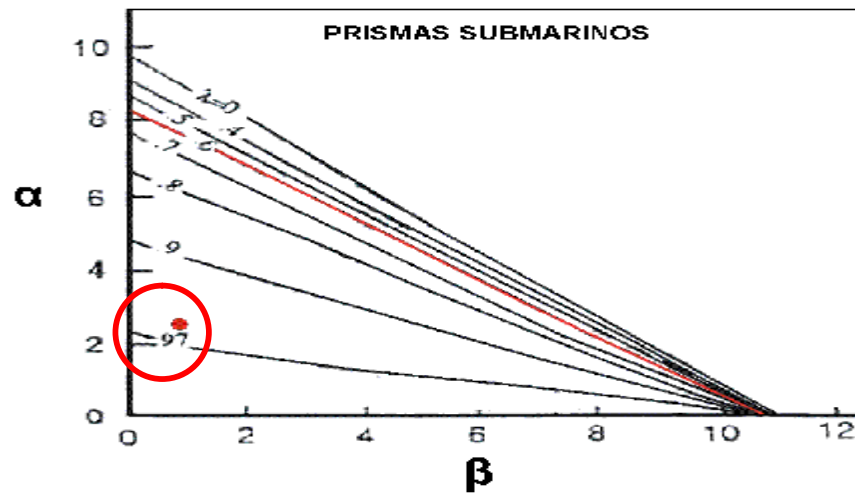
Donde P_{lit} , P_{fm} y P_e son las presiones litostática, del fondo marino y efectiva respectivamente. La presión efectiva (P_e) es hallada usando una ecuación empírica propuesta por Shi y Wang, 1988; para el prisma de acreción de Barbados, la cual se define como:

$$f = 0,7e^{-bP_e} \quad [6]$$

Donde $b = 9 \cdot 10^{-2} \text{ MPa}^{-1}$ y f representa la variación de la porosidad con la profundidad en metros, para prismas de acreción.

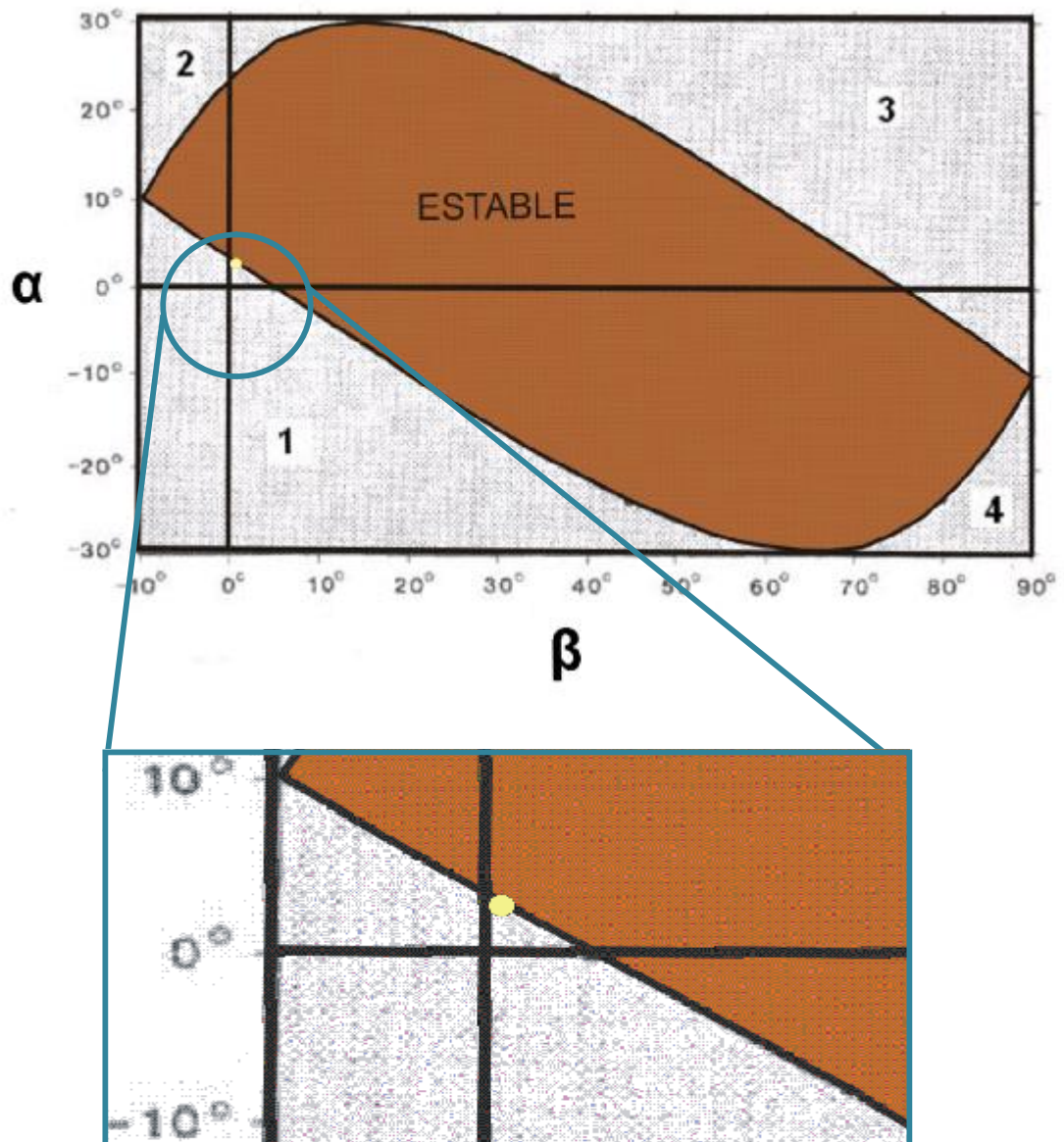
Usando las ecuaciones anteriores se obtuvo un valor de $\lambda = 0.60$, si tenemos en cuenta que en teoría éste valor oscila entre 0 y 1, podríamos decir que se predice una presión de fluidos mediana. Teniendo en cuenta la FIGURA 32, en la cual se relaciona teóricamente a , b y I , vemos que el modelo por donde se plantea que podría ir el despegue no se ajusta a la teoría, debido a que las posiciones de a y b en el diagrama no corresponden al valor de I calculado.

Figura 32. Diagrama que muestra la relación teórica de a v.s b para diferentes valores de l en prismas de acreción submarinos. Nótese la posición del punto a y b (punto rojo) para éste modelo, el cual muestra una posición totalmente diferente al l para ésta situación (Modificado de Toto y Kellogg, 1992).



Considerando solo la geometría de la cuña para éste modelo podemos estimar su ubicación en un diagrama de estabilidad como se ve a continuación:

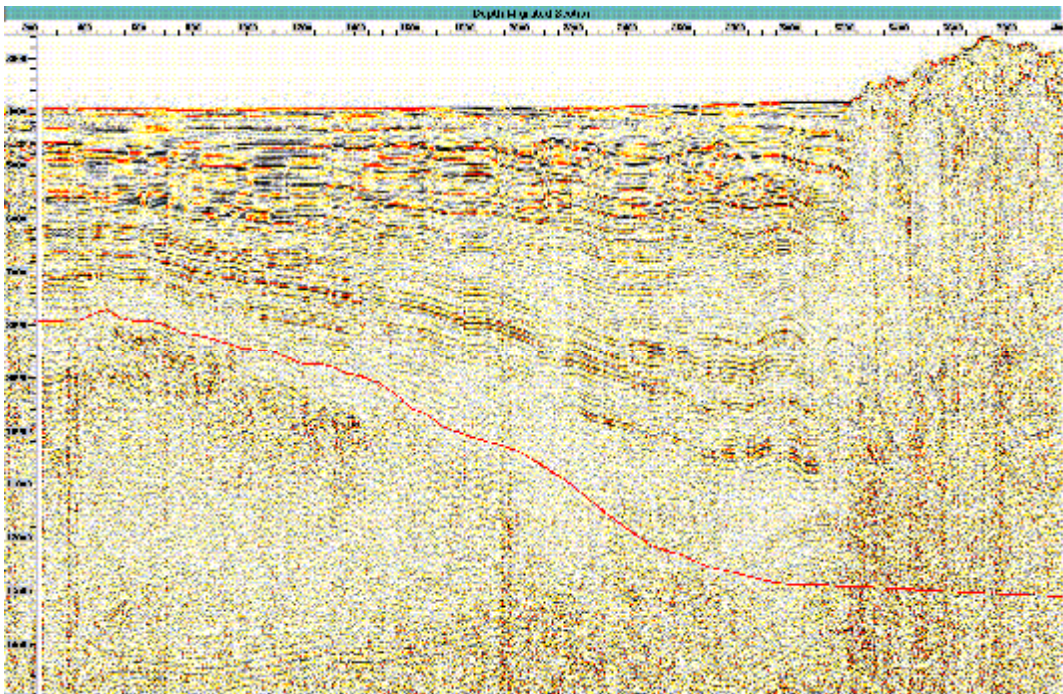
Figura 33. Se observa como la relación de a contra b en el diagrama de estabilidad para el modelo 1, se encuentra en una región que según Lallemand, 1999; es llamado "crítico", lo que significa que se encuentra en la frontera de la compresión y la estabilidad. (1 y 3: compresión y 2 y 4: extensión), (Modificado de Dahlen, 1984).



3.6.2. MODELO 2: Continuidad del despegue desde la fosa hasta el frente de deformación de la cuña.

La sección sísmica migrada en profundidad estudiada en este trabajo ofrece una mejor resolución hacia la fosa, por lo que es más fácil identificar la continuidad del despegue en esta zona (FIGURA 34). Cuando llegamos a interpretar el despegue en el frente de deformación, éste se pierde por completo, así que se decide continuar con el lineamiento traído desde la fosa por el frente deformación, y calcular b y l para ésta situación.

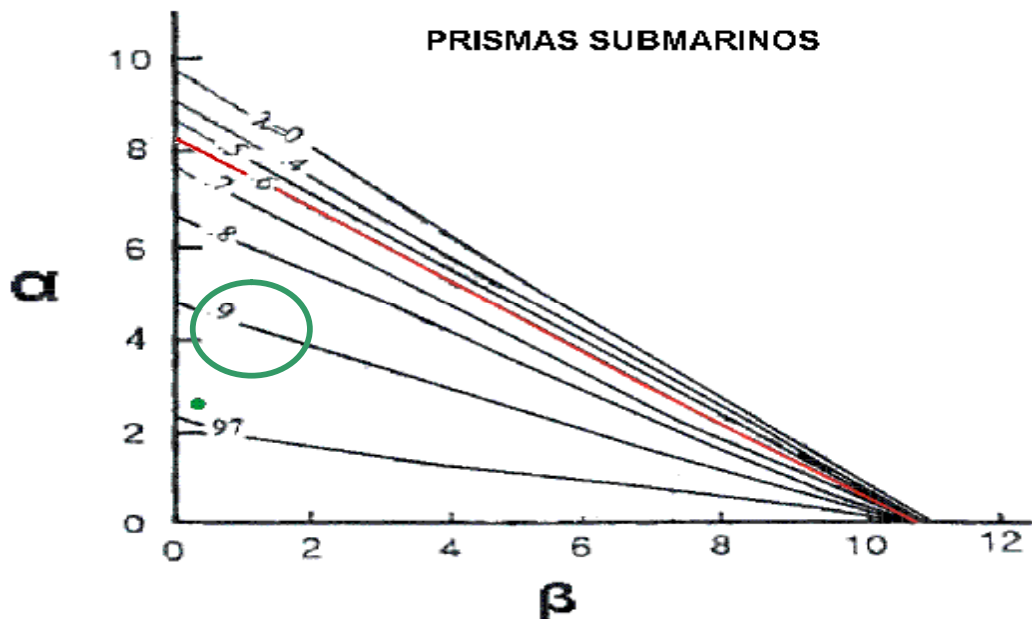
Figura 34. Interpretación del despegue a lo largo de la fosa, donde al llegar a la zona de alto contenido de ruido bajo el frente deformado, se continúa siguiendo la tendencia que se traía.



La medición del ángulo β para la zona ubicada en el frente deformado de la cuña, da como resultado 0.316° . Teniendo en cuenta la metodología que se siguió en el

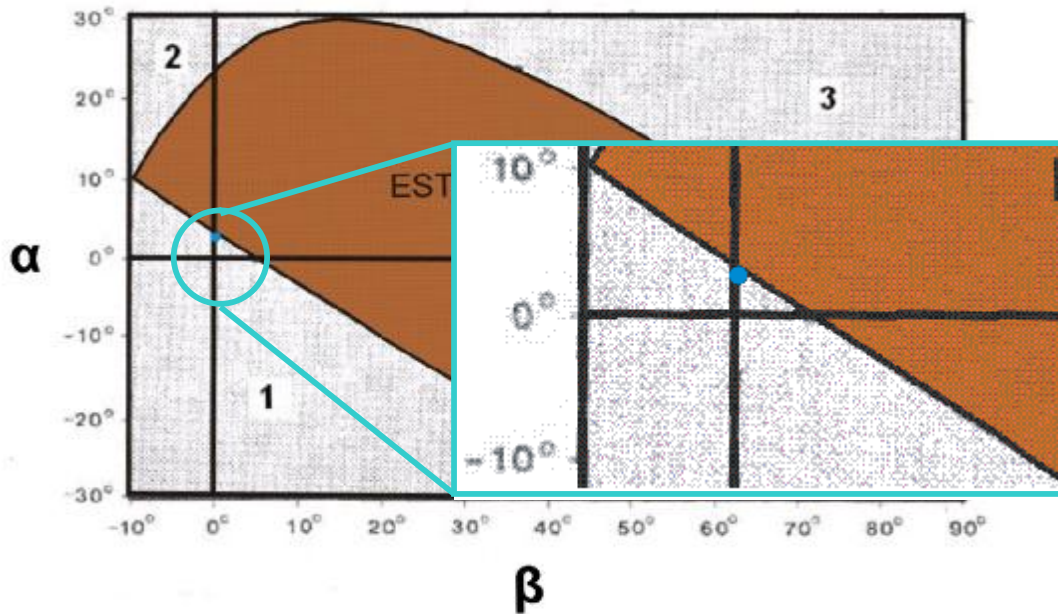
modelo 1, se estimó la presión de fluido $\lambda = 0.60$, por lo que la variación con respecto al modelo anterior no fue ninguna. Para la situación de la geometría del despegue considerada en esta sección estimamos un diagrama α , β y λ (FIGURA 35); el cual indica que la presión de fluido hallada no corresponde a las predicciones teóricas hechas por Davis et al, 1983.

Figura 35. Diagrama que muestra la relación teórica de α , β y λ , en donde los parámetros de la geometría del 2 no corresponden a las predicciones de la presión de fluidos λ (Modificado de Toto y Kellogg, 1992).



Sin embargo si situamos los valores α y β en un diagrama de estabilidad (FIGURA 36), observamos que la geometría se sitúa en una región típica de prismas de acreción, tal como el modelo anterior (Lallemand, 1999).

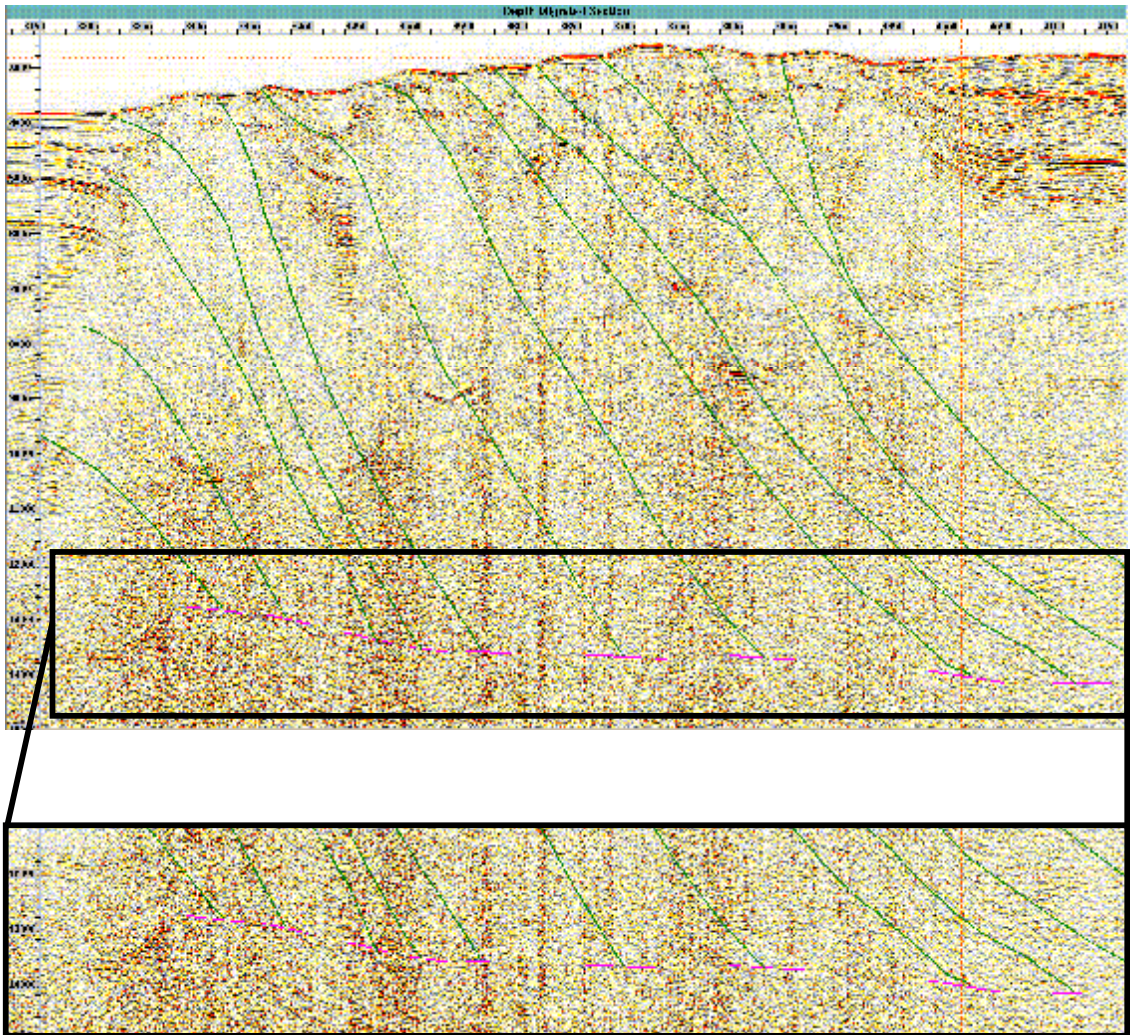
Figura 36. Diagrama de estabilidad para prismas de acreción, donde se observa que la geometría del prisma de acreción de la baja Guajira en el modelo 2, se ubica en una zona en la que se encuentran generalmente la mayoría de prismas de acreción del mundo, ésta región es llamada “crítica”, según Lallemand, 1999; (Modificado de Dahlen, 1984). (1) y (3) son regímenes compresivos y (2) y (4) corresponden a regímenes extensivos



3.6.3. MODELO 3: Terminaciones de las fallas de cabalgamiento en profundidad.

En el frente de deformación del prisma de acreción de la baja Guajira es fácil identificar las fallas de cabalgamiento hasta cierta profundidad. En la zona de baja relación señal - ruido de la sección sísmica, interpretar la continuidad de las fallas de cabalgamiento no es tan trivial, así que la continuidad de estas se interpreta en función de la poca información geológica que se observa en la sección, como se ve en la FIGURA 37.

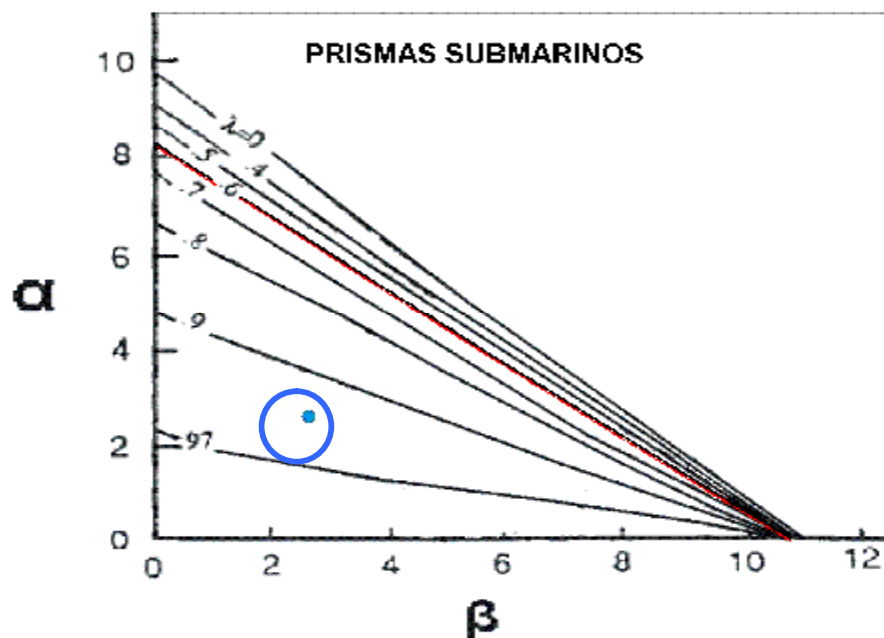
Figura 37. Interpretación del despegue basal del prisma de acreción de la baja Guajira basándose en la terminación de las fallas de cabalgamiento en profundidad, donde la unión de las terminaciones marca la geometría del despegue del prisma. Nótese el ruido que hay en la zona donde se espera que este el despegue basal, haciendo que se incremente el grado de incertidumbre de la interpretación.



El ángulo β en la cuña da como resultado 2.06° , éste ángulo es significativamente mayor a los considerados en los modelos anteriores, pero como veremos más adelante la relación entre la geometría y la presión de fluidos aún no convergen.

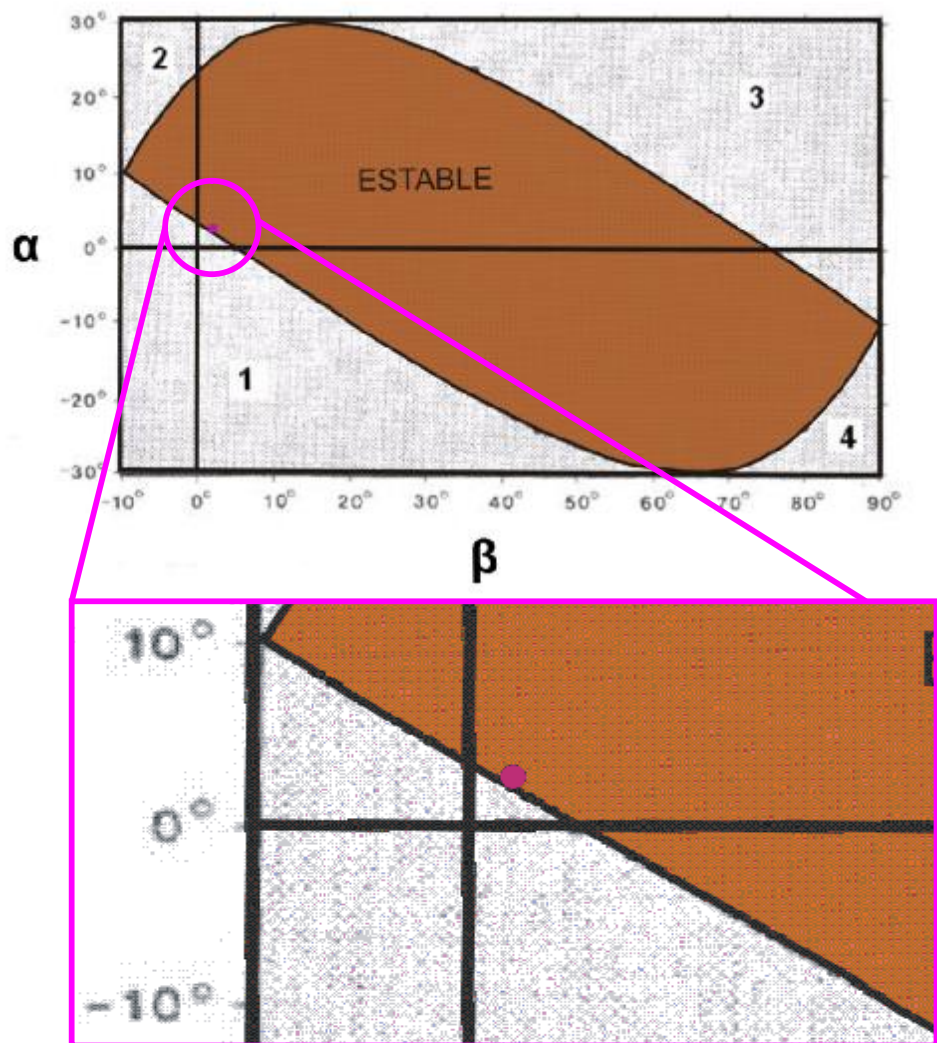
Siguiendo la metodología planteada en el modelo 1 para hallar la presión de fluido calculamos un valor de $\lambda=0.61$, lo cual no es muy diferente a los cálculos del mismo factor en los modelos anteriores. En éste modelo la relación de la geometría de la cuña con la presión de fluidos no es muy diferente a las mostradas anteriormente, tal como se ve en la siguiente figura:

Figura 38. Diagrama teórico que relaciona la geometría de prismas de acreción submarinos con la presión de fluidos. Nótese que para la geometría interpretada en el modelo 3 (punto azul), la presión de fluidos calculada no corresponde (color rojo).



En el diagrama de estabilidad en cambio si vemos que la geometría interpretada corresponde a la zona crítica (FIGURA 39), lo cual según Lallemand, 1999; corresponde a una región típica de prismas de acreción en el mundo y es donde el prisma de acreción mantiene un régimen estable, es decir éste se desliza sobre su despegue manteniendo su geometría. A menos de que el sistema se altere, llegando a haber aporte de sedimento que haga que el prisma tenga que acomodarse internamente, generando y reactivando cabalgamientos y/o retrocabalgamientos en su interior.

Figura 39. Diagrama de estabilidad para prismas de acreción, donde se observa que la geometría del prisma de acreción de la baja Guajira considerando las características del modelo 3, se ubica en la zona en la cual se encuentran la mayoría de prismas de acreción del mundo, ésta región es llamada “crítica”, según Lallemand, 1999; (Modificado de Dahlen, 1984). (1) y (3) son regímenes compresivos y (2) y (4) corresponden a regímenes extensivos.



3.6.4. Interpretación de los resultados de los modelos propuestos.

En los tres modelos analizados anteriormente encontramos un patrón de comportamiento similar en el cálculo de la presión de fluido y en la ubicación en el diagrama de estabilidad de Dahlen, dando en éste último en una misma región los tres casos. Lo cual nos lleva a deducir, que la geometría del prisma de acreción de la baja Guajira estimada en la línea sísmica RC2103 migrada en profundidad, se encuentra en un régimen crítico, según Lallemand, 1999. Esto quiere decir que el prisma de acreción está en un periodo en el cual alcanzó un equilibrio de esfuerzos internos, donde éste se desliza sobre el despegue sin reacomodar su estructura interna.

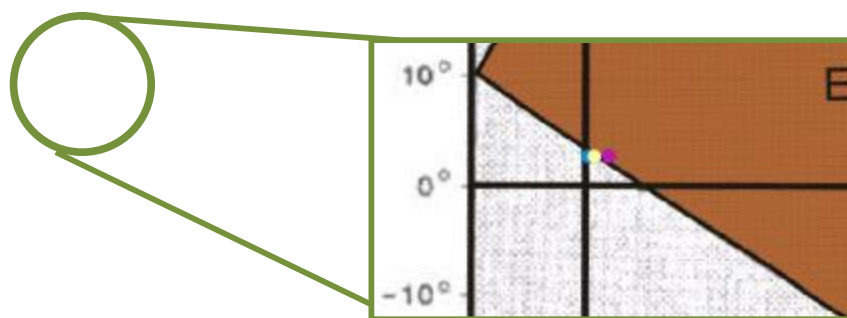
Al estar en la frontera de dos estados (1: compresión y estabilidad), según el diagrama de Dahlen, el prisma de acreción de la baja Guajira es susceptible de cambiar si ocurre una alteración mínima del sistema en el que se encuentra, es decir que si por ejemplo el aporte de sedimento proveniente del continente sufre un aumento cambiando el ángulo topográfico del prisma, éste tendrá que cambiar su estructura interna para buscar de nuevo el equilibrio del sistema, el cual tendrá un nuevo punto crítico; ocurriría lo mismo si en cambio consideramos que se erosione el tope del prisma. Por lo tanto cualquier situación que altere la pendiente topográfica α en un prisma de acreción como el de la baja Guajira, tendrá como consecuencia cambios en la estructura interna de la cuña.

La no correspondencia de los parámetros calculados α , β y λ en el diagrama teórico que relaciona la geometría de la cuña con la presión de fluido, permite pensar en 4 hipótesis: 1. La teoría que predice comportamientos de presión de fluido asociados a el ángulo del relieve (α) y la pendiente del despegue (β) no se ajusta a la situación real del prisma de acreción de la baja Guajira, 2. la metodología usada para predecir presión de fluidos en base a la geometría de la cuña no es la adecuada, 3. Los ángulos de inclinación topográfica (α) y despegue

basal (β) podrían ser aparentes y 4. Las velocidades tienen buena confiabilidad hasta aproximadamente 3 Km de profundidad, éstas se usaron para hallar las densidades de la cuña con la ley de Gardner, las cuales fueron usadas para hallar la presión litostática de la cuña, y finalmente ésta presión se usó para calcular la presión de fluidos sobre el despegue basal. Por lo que hasta 3 Km de profundidad los datos tienen un grado de confiabilidad alto, pero a mayor profundidad es probable que los cálculos de la presión de fluidos se vean alterados por errores en el campo de velocidad.

A continuación se muestran los tres modelos seguidos para calcular la presión de fluidos sobre el despegue basal en el diagrama de estabilidad para prismas de acreción estudiados con la teoría de *critical taper*.

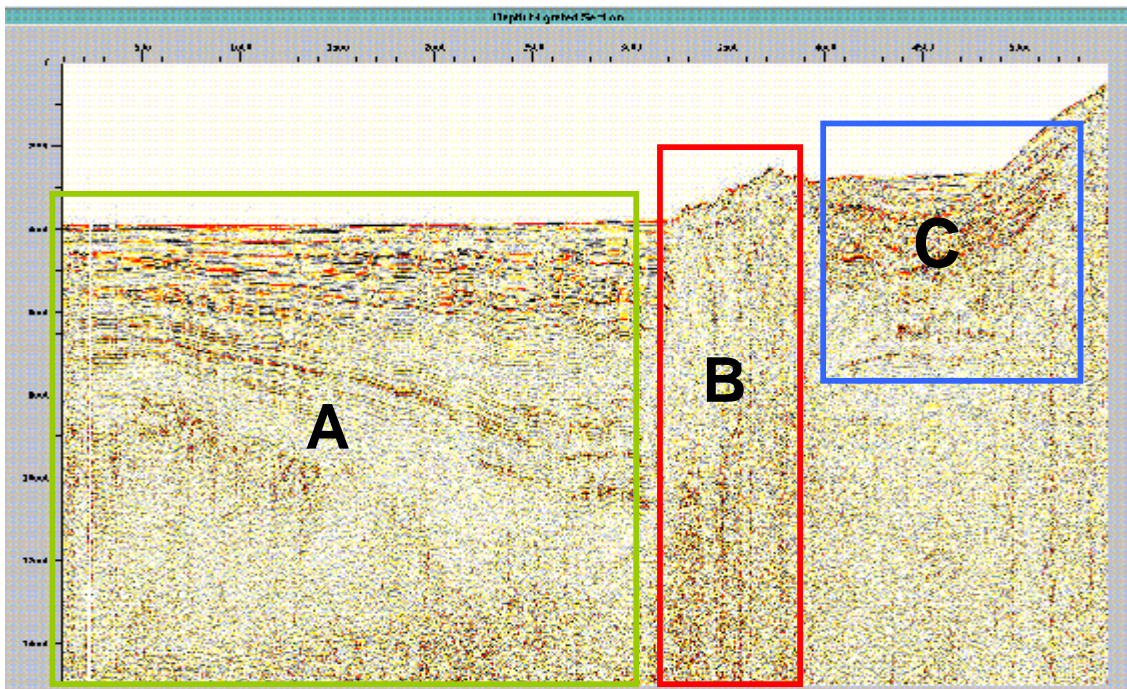
Figura 40. Diagrama de estabilidad en función de la geometría del prisma de acreción. Donde (1) y (3) son regímenes compresivos y (2) y (4) corresponden a regímenes extensivos. Dentro de la región marcada con coloración marrón se considera que los prismas de acreción alcanzaron su estabilidad de esfuerzos (Modificado de Dahlen, 1984).



3.6.5. ZONAS ESTRUCTURALES A LO LARGO DEL PERFIL SÍSMICO RC-2103.

A lo largo de la sección sísmica RC2103 se observan diferentes dominios estructurales, tanto extensivos como compresivos, incluso se observa una cuenca estilo *Piggy back* detrás del prisma de acreción. A éstas zonas se les designaron nombres de A, B y C, tal como se ve en la siguiente figura.

Figura 41. Zonas estructurales correspondientes al perfil sísmico RC2103 migrado en profundidad.

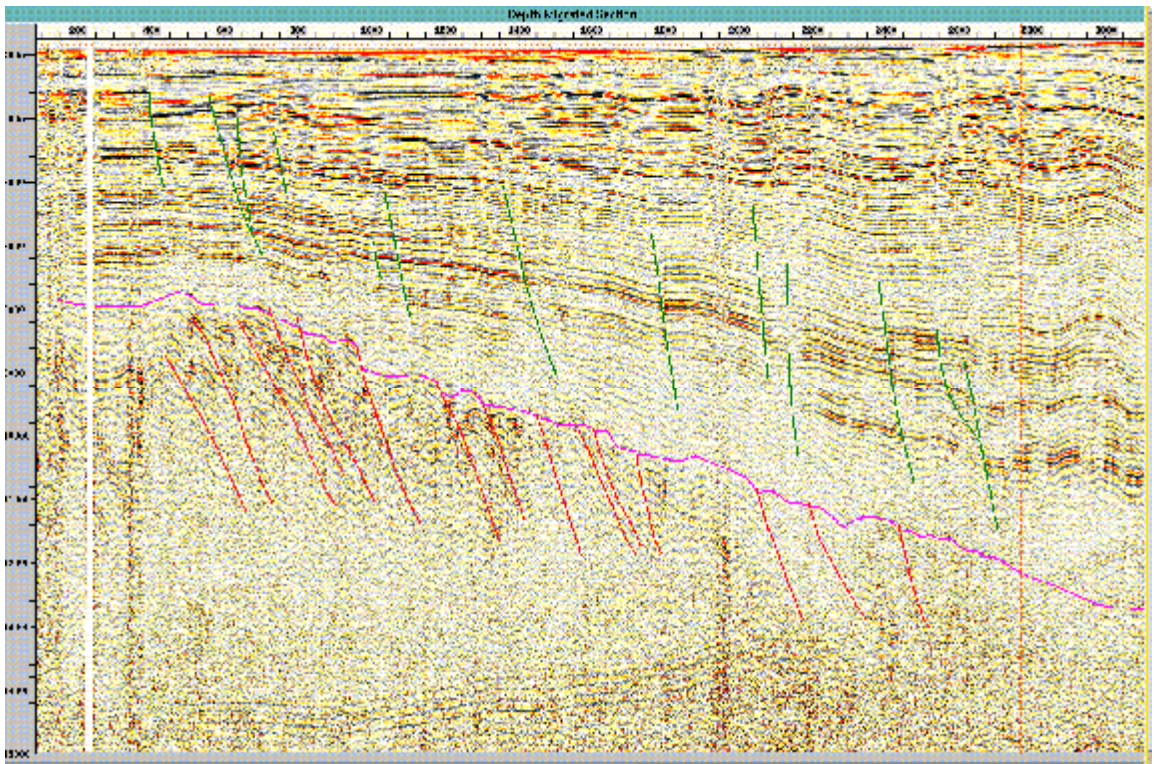


Como se observa en la FIGURA 41, A corresponde a un sistema tectónico extensivo, B corresponde al frente de deformación del prisma de acreción, éste se caracteriza por tener a lo largo de él, fallas de cabalgamiento, lo cual lo hace entrar en un régimen tectónico compresivo y C es una cuenca tipo *Piggy back*.

3.6.5.1. ZONA A

En esta zona se interpreta una muy gruesa capa de sedimentos que se acuñan hacia el NW (teniendo en cuenta la ubicación de la línea sísmica), las reflexiones sísmicas observadas son casi plano paralelas, y se pliegan hacia el SE, donde se encuentra el prisma de acreción de la baja Guajira. A unos 8 Km de profundidad, en la parte más somera se interpreta el basamento, el cual tiene una serie de fallas normales que atraviesan toda la zona A hasta casi el frente de deformación del prisma de acreción (FIGURA 42).

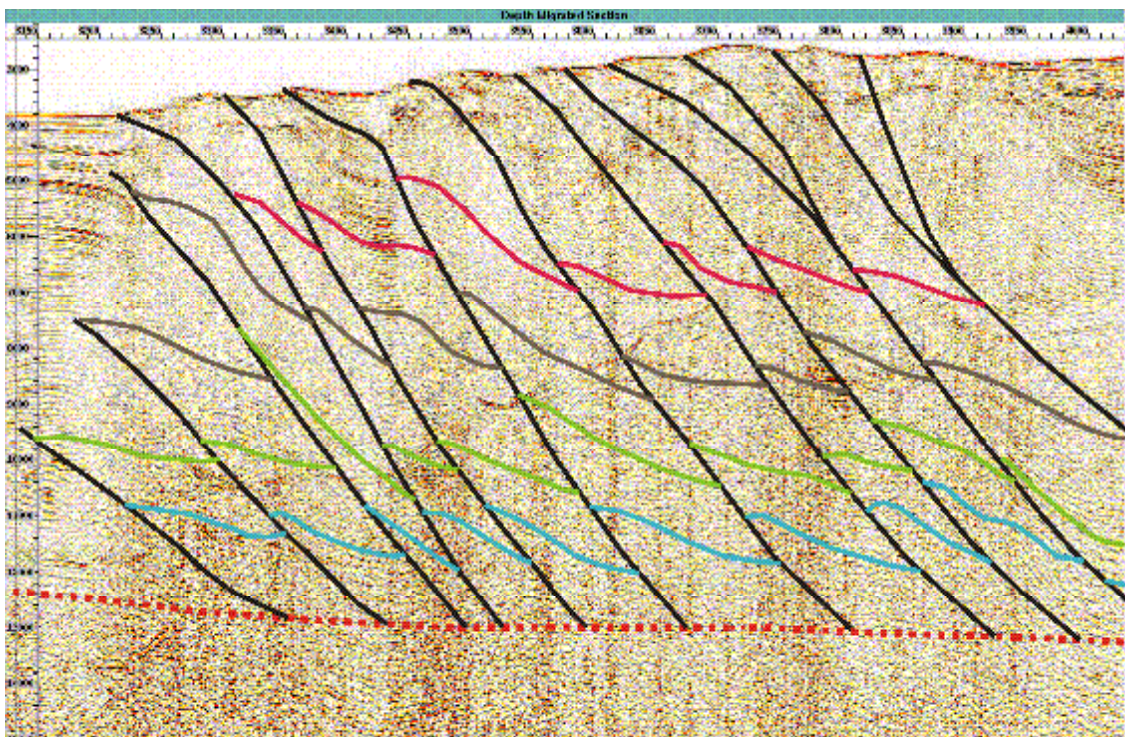
Figura 42. Zona A de la sección sísmica RC2103, en verde se interpretan fallas normales que afectan a lo que se interpreta como sedimentos, de color fucsia se interpreta el tope del basamento, el cual se encuentra afectado por una serie de fallas normales (color rojo) que se encuentran a lo largo de éste.



3.6.5.2. ZONA B.

Zona en la cual se encuentra el prisma de acreción de la baja Guajira, el cual está dominado por una serie de fallas inversas tal como se observa en la figura 49. Este sistema de fallas inversas se debe a que según la teoría de *critical taper* los sedimentos que componen la cuña sufren un proceso en el cual las partículas internas se reacomodan buscando un equilibrio entre la fricción del despegue y los esfuerzos internos del prisma, con el fin de que se encuentre la estabilidad del sistema. Como respuesta a esto surgen fallas inversas que regulan los esfuerzos internos del prisma liberando energía, haciendo que el sistema tienda a igualar esfuerzos con el despegue basal buscando un equilibrio.

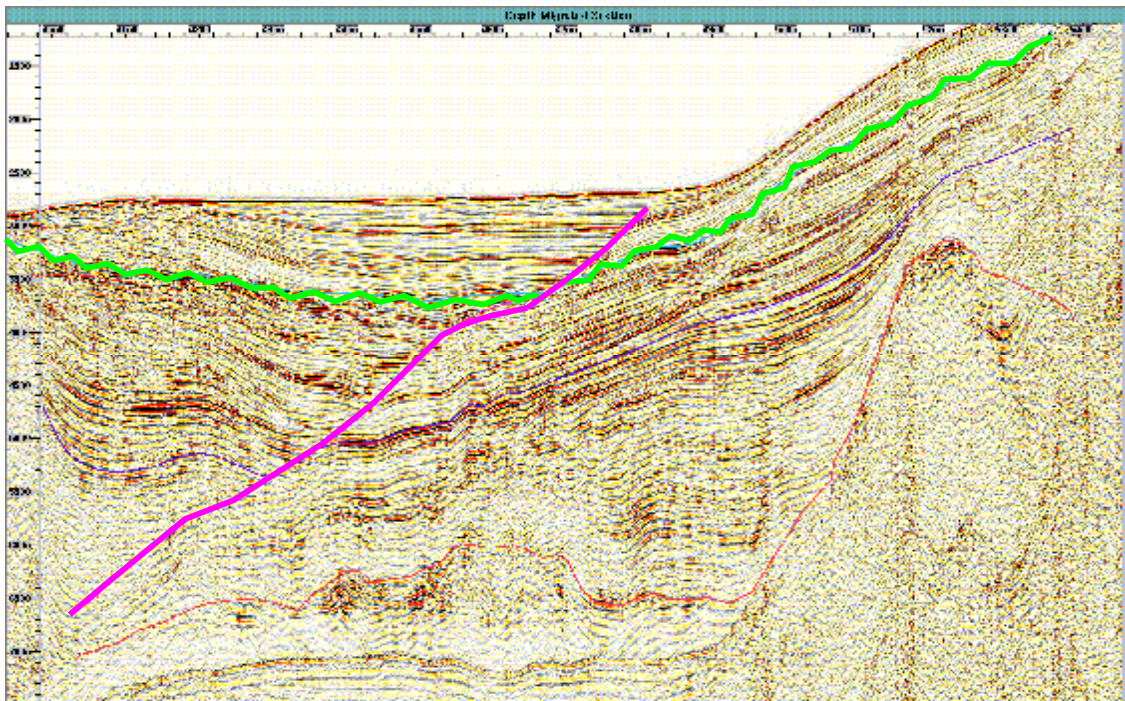
Figura 43. Frente de deformación del prisma de acreción de la baja Guajira. Donde en línea punteada representa el despegue basal, basado la continuidad del reflector (modelo 1, sección 2.6.1). Las líneas negras representan las fallas inversas interpretadas en esta parte de la sección y algunos reflectores interpretados que representan interfases continuas que se pierden al llegar a límite de alguna falla.



3.6.5.3. ZONA C.

Cuenca interpretada como estilo *Piggy back* debido a que se observa que en algún momento de la formación de ésta cuenca el aporte de sedimentos terrígenos eran grandes, éstos sedimentos fueron atrapados en las depresiones que se crearon en las unidades que se imbricaron formando así ésta cuenca. Se observa que hubo un periodo de cese de aporte de sedimento y una leve erosión, en la que se depositaron nuevos sedimentos dando lugar a la formación de una discordancia a una profundidad de 3.5 Km aproximadamente. A continuación observamos la imagen interpretada de dicha cuenca y su discordancia:

Figura 44. Cuenca tipo *Piggy back*, atravesada por una falla normal (color fucsia), donde también se observa una discordancia marcada por la línea ondulada verde. En color rojo se interpreta basamento continental, el cual se muestra discordante con los sedimentos de la cuenca.



4. COMPARACIÓN DE LA GEOMETRÍA DE LOS PRISMAS DE ACRECIÓN DE LA BAJA GUAJIRA, SINÚ – SAN JACINTO Y NANKAI (JAPÓN).

Toto y Kellogg, 1992; basados en la teoría de *critical taper* estudiaron el prisma de acreción de Sinú – San Jacinto en el Caribe colombiano. Calcularon presión de fluido (λ) mediante las características geométricas del prisma de acreción. Por otro lado Bangs, 2004 y Lohrmann, 2001, han estudiado las propiedades mecánicas del prisma de acreción de Nankai (Japón) basados en la geometría de ésta cuña de sedimentos. Bangs, 2004; hace un estudio sobre el prisma de acreción de Nankai, relacionando la presión de fluidos existente en el despegue basal con la respuesta sísmica de éste fenómeno, por lo que la alta reflectividad del despegue de Nankai es atribuida a las sobrepresiones.

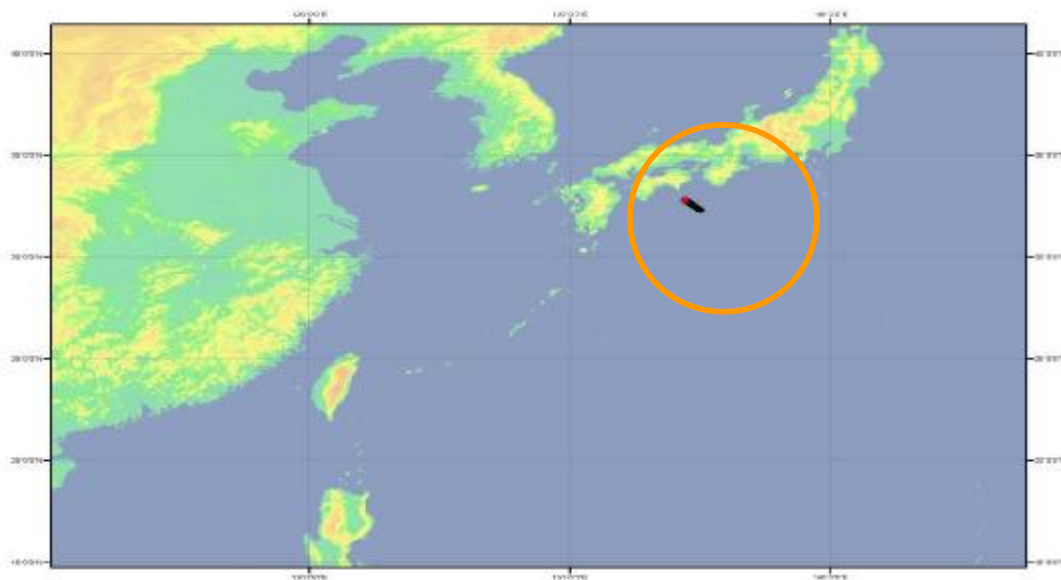
En éste trabajo se midieron los ángulos α y β sobre la sección sísmica NK-271 migrada en profundidad, correspondientes al prisma de acreción de Nankai, para ver en qué etapa de estabilidad se encuentra. La geometría de éste prisma de acreción comparado con el de Sinú – San Jacinto y la baja Guajira, permite identificar patrones de comportamiento en cuanto a cómo es geoméricamente un prisma de acreción con respecto a la actividad tectónica entre placas. En este capítulo se clasificarán los prismas de acreción según sus geometrías en el diagrama de estabilidad de Dahlen, correlacionando los resultados con los ambientes tectónicos en los cuales se encuentran dichos prisma de acreción.

4.1. PRISMA DE ACRECIÓN DE NANKAI (JAPÓN).

El prisma de acreción de Nankai al sureste de Japón (FIGURA 45), es uno de los más estudiados del mundo (Lohrmann, 2001) mostrando evidencia de

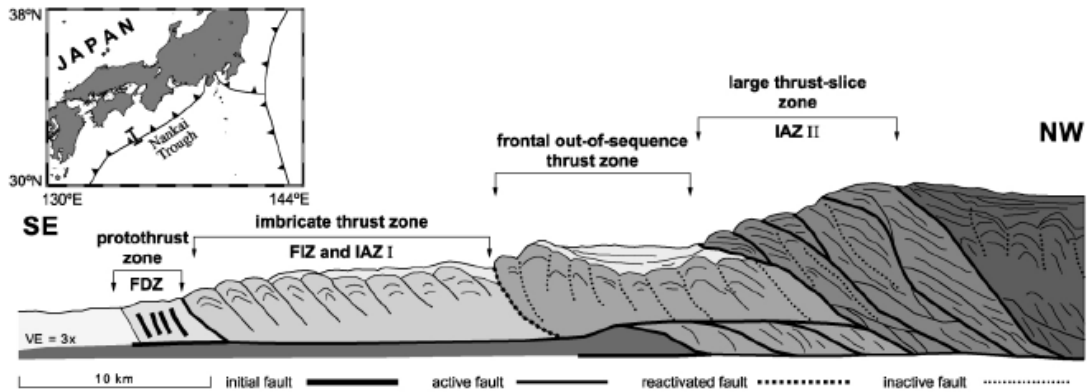
segmentación estructural debido al incremento de la colisión de la cuña, produciendo rotación de los planos de falla.

Figura 45. Ubicación de la línea sísmica NK-271 al sureste de Japón.



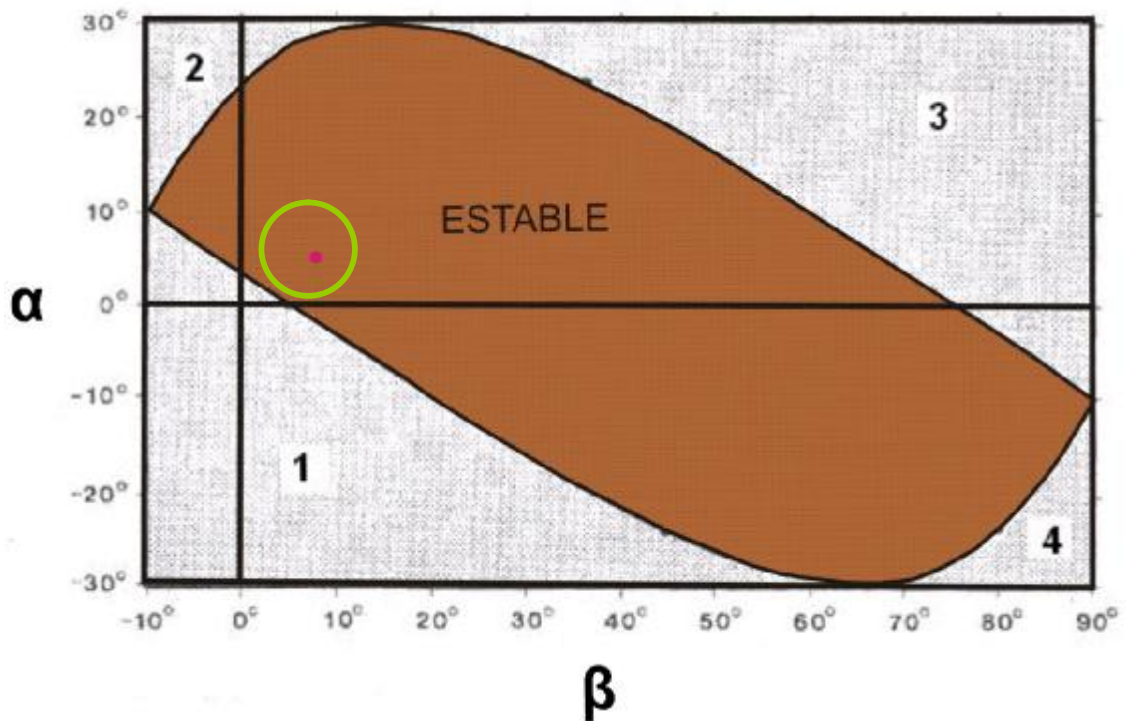
Estudios previos (Lohrmann, 2001) demuestran que el prisma de acreción de Nankai está separado en dominios cinemáticos únicos en zonas de colisión, zonas de imbricación, zonas de colisión fuera de la secuencia y extensas zonas de colisión de grandes bloques (FIGURA 46) (Jo Lohrmann, 2001). Lo cual es causa de la convergencia normal de la placa Filipina sobre la placa Euroasiática.

Figura 46. Perfil del prisma de acreción de Nankai basado en una interpretación esquemática de una línea sísmica. Con las indicaciones de las subdivisiones cinemáticas de sus zonas (Jo Lohrmann, 2001).



Sobre la sección sísmica NK-271 se hicieron mediciones de la geometría del relieve topográfico y del despegue basal del prisma de acreción de Nankai (FIGURA 47). El ángulo α que correspondiente a la topografía da como resultado 4.46° mientras que el ángulo β correspondiente al despegue basal da como resultado 6.8° . Esto en el diagrama de estabilidad de Dahlen corresponde a un régimen compresivo tal como se ve en el siguiente grafico:

Figura 47. Diagrama de estabilidad para prismas de acreción según Dahlen, 1983; donde se muestra que según la geometría del prisma de acreción Nankai, éste se encuentra en la zona de estabilidad (modificado de Dahlen, 1983).



Nankai según Lohrmann, 2001; es un prisma estable, tal como lo muestra la figura 49; esto significa que su relieve batimétrico y su despegue basal podrán cambiar en su ángulo, pero la estabilidad de sus propiedades internas como su fricción interna y la presión de fluidos se mantendrán durante un periodo de tiempo geológico, hasta que la geometría cambie a tal punto que las propiedades internas del prisma exijan reajustes de las propiedades internas, como las nombradas anteriormente.

Si comparamos los estados de estabilidad de los prismas de acreción de Nankai y la baja Guajira, podríamos decir que ambos son estables, pero el más susceptible

de sufrir cambios en su estructura interna sin lugar a dudas es el de la baja Guajira, debido a que se encuentra en un estado de estabilidad crítico, tal como se explica en el capítulo 2.

Las mediciones de la presión de fluidos (λ) según Davis y otros 1983 dan como resultado $0,4 \pm 0.2$. La relación de la presión de fluidos con la geometría del prisma de acreción de Nankai coinciden relativamente, aunque en las mediciones para ésta línea no es la más representativa, debido a que en una medida muy local, sin embargo es un resultado de α y β son bastante cercanos a como figuran en la bibliografía (Davis, 1983) (FIGURA 48). La teoría de *critical taper* para éste sistema de prisma es adecuada para entender como varía estructuralmente en el tiempo. Lo anterior no lo podemos decir para el prisma de acreción de la baja Guajira, debido a que la presión de fluidos relacionada con la geometría no se da en los 3 modelos de despegue estudiados en el capítulo anterior, existen razones para pensar en por qué la no concordancia de los datos (ver sección 2.6.4), pero lo que sí es claro es que las variaciones de β en los modelos, no afectan su estado de estabilidad según el diagrama de Dahlen para prismas de acreción submarinos estudiados con la teoría de *critical taper*.

Figura 48. Diagrama que relaciona la geometría de prismas de acreción submarinos con la presión de fluidos. En el cuadro amarillo se observa el rango en el que puede variar α y β para el prisma de acreción de Nankai, con su correspondiente presión de fluido. El punto azul es la medición de α y β para la línea sísmica NK-273, la no coincidencia de la medición de α y β sobre el área donde según la bibliografía varían éstos valores para Nankai es porque estos ángulos son promedios a lo largo de las variaciones laterales del plano, por lo que ésta medición es un valor local, aunque sería conveniente extender el recuadro amarillo hasta donde se encuentra el valor medido sobre la línea.

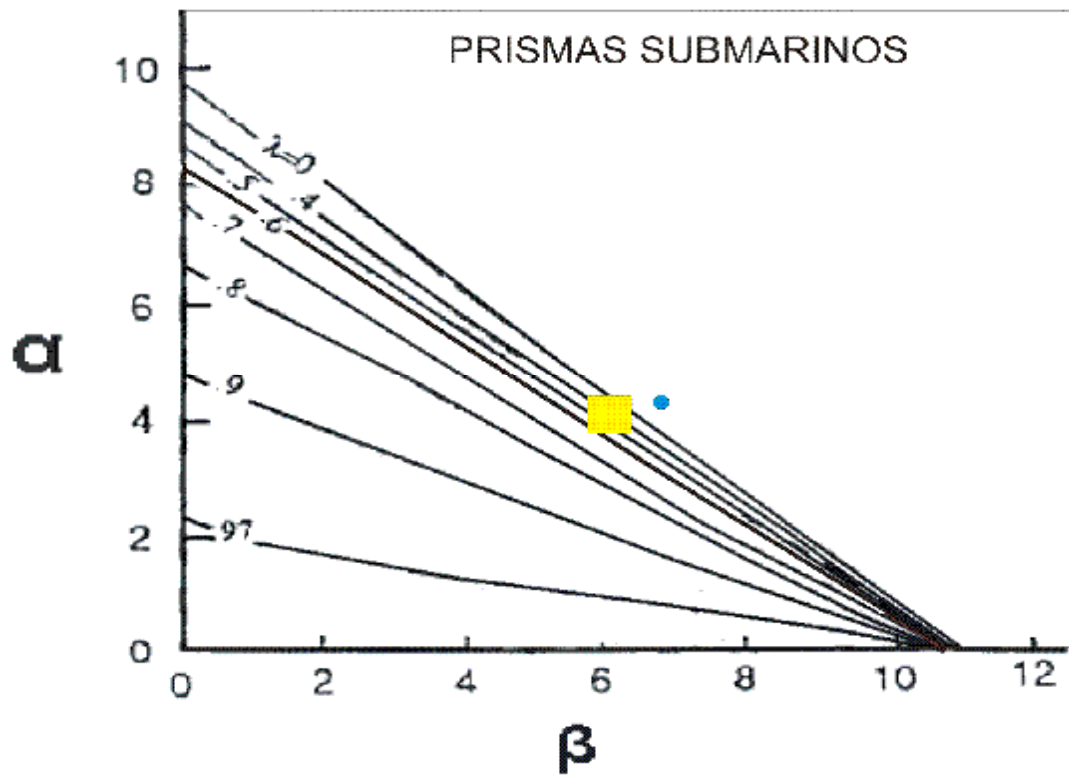
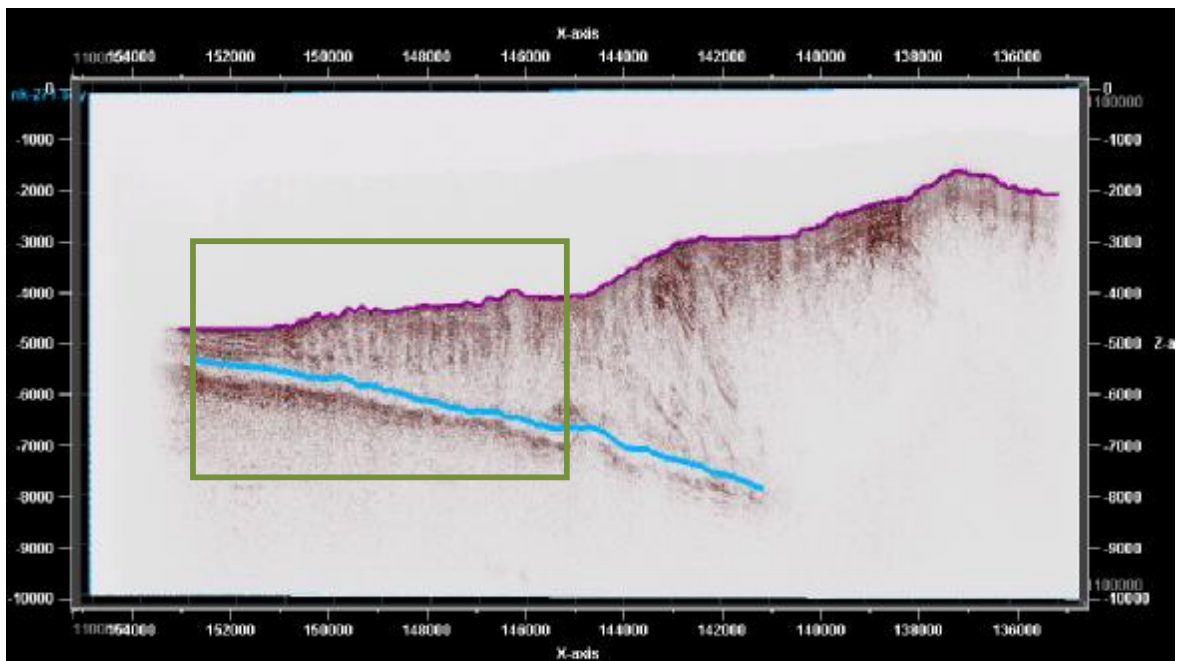


Figura 49. Interpretación del despegue basal (azul) del prisma de acreción de Nankai en Japón. En el recuadro verde fue donde se efectuó la medición de los valores de la geometría.



4.2. PRISMA DE ACRECIÓN DE SINÚ SAN JACINTO

El prisma de acreción de Sinú – San Jacinto se encuentra ubicado costa afuera entre el golfo de Urabá y la Sierra Nevada de Santa Marta (FIGURA 50). La cuña sedimentaria que se forma en ese sector es de casi 12 Km de espesor, y ha sido acrecionada al margen suramericano durante el Cenozoico (Toto y Kellogg, 1992). Éste prisma de acreción se caracteriza por tener una baja pendiente topográfica ($\leq 2^\circ$) y por abundante vulcanismo de lodo. El cinturón plegado de Sinú – San Jacinto es resultado de la convergencia de la placa Caribe con el margen noroeste de Sur America a una tasa de 1 a 2 cm/año. Cálculos hechos por Toto y Kellogg, 1992; muestran que se calculó una presión de fluido para éste prisma de acreción de 0.97. Las altas presiones de fluido son concordantes con el diapirismo de lodo de la zona. También tiene a lo largo de su extensión perpendicular a la línea de costa sistemas de fallas de cabalgamiento tal como se observa en la FIGURA 51.

Figura 50. Tectónica regional del noreste de Sur America, donde se observa encerrado en un ovalo la región donde se encuentra el cinturón plegado de Sinú - San Jacinto (Modificado de Toto y Kellogg, 1992).

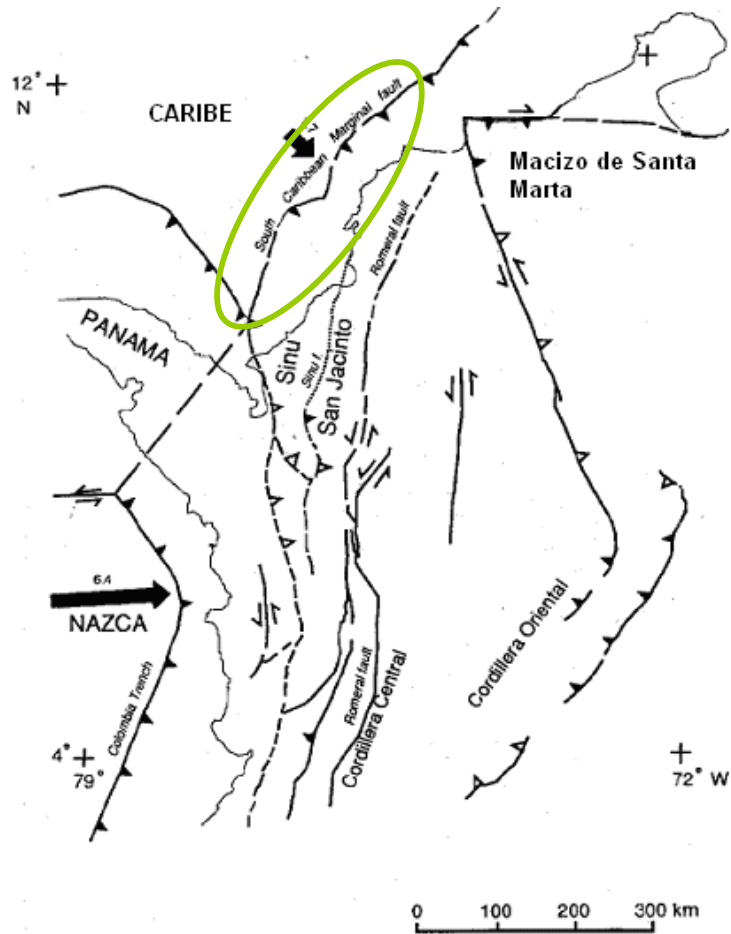
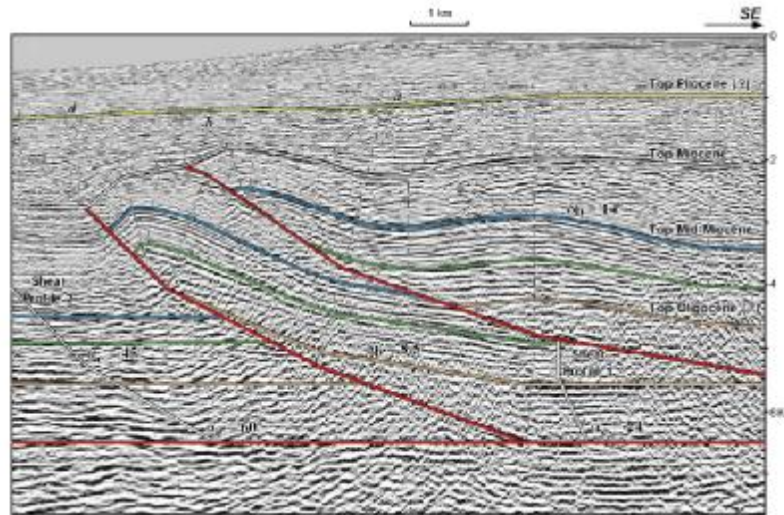
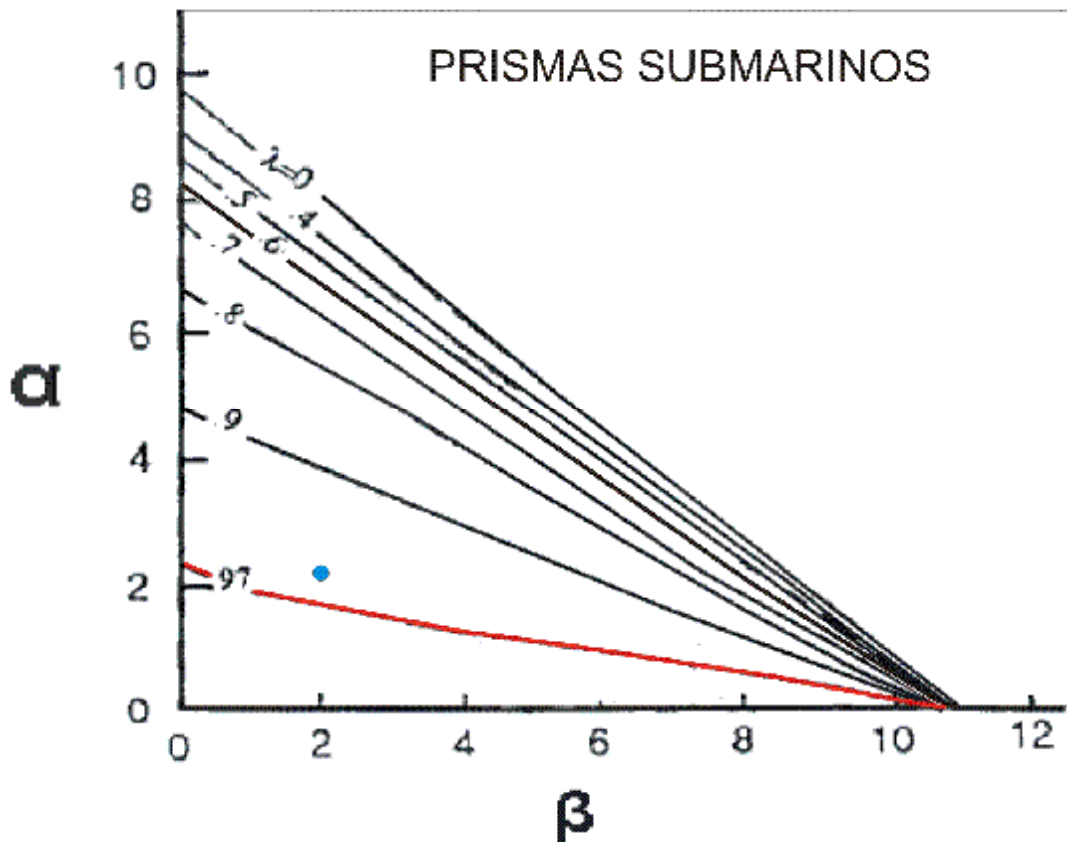


Figura 51. Fallas de cabalgamiento del prisma de acreción de Sinú – San Jacinto, y el despegue de éste, el cual tiene una inclinación de aproximadamente 2° (Toto y Kellogg, 1992) (Corredor y otros, 2003).



El estudio de Toto y Kellogg, 1992; muestra que se hizo un barrido lateral de la topográfica del prisma de acreción, estimando un ángulo promedio entre los perfiles hechos por ellos. Ellos miden un ángulo α de $2^\circ \pm 0.4^\circ$ y estiman un ángulo β de 2° , lo cual mediante la aplicación del **critical taper** calculan una presión de fluido (λ) de 0.97, lo cual es un valor bastante grande considerando que la escala de la presión de fluido varía entre 0 y 1. Según las medidas de la geometría del prisma de acreción de Sinú – San Jacinto éste se ubica en la zona del diagrama de estabilidad llamada “crítica”:

Figura 53. Relación de la geometría con la presión de fluido del prisma de acreción de Sinú – San Jacinto. Cabe resaltar que generalmente la geometría de un prisma de acreción para éste tipo de gráficos es un área que encierra el rango en el cual puede variar la geometría a lo largo del prisma.



Teniendo en cuenta los análisis aplicados a cada uno de los prismas de acreción anteriormente, es posible decir que el prisma de acreción de la baja Guajira con respecto al de Nankai y Sinú San Jacinto, tienen en común que son estables, pero con mayor susceptibilidad de cambiar internamente los prismas de acreción de la baja Guajira y Sinú – San Jacinto, debido a que se encuentran en la región crítica del diagrama de estabilidad, según su geometría.

5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1. CONCLUSIONES

- La atenuación del múltiple del fondo marino en la sección sísmica RC2103 se pudo atenuar parcialmente en la zona de la fosa, haciendo que muchos eventos que eran enmascarados por el múltiple pudieran ser identificados e interpretados. En el frente de deformación no fue posible atenuar el múltiple de manera considerable, debido a que las estructuras son buzantes y requieren de otra metodología que no fue posible usar en éste trabajo.
- La sección sísmica RC2103 migrada en profundidad no es la mejor para medir el ángulo de despegue del prisma de acreción de la baja Guajira, debido a que sus características de adquisición solo permiten captar información de manera ideal hasta 3 km de profundidad.
- La migración preapilado en profundidad mejora significativamente la sección sísmica en el frente de deformación, debido a que eventos buzantes son resaltados con éste proceso.
- La presión de fluidos calculada para el prisma de acreción de la baja Guajira no coincide con la geometría medida en éste prisma de acreción, por lo que se consideran 4 hipótesis que explican esto:
 1. La teoría que predice comportamientos de presión de fluido asociados a el ángulo del relieve (α) y la pendiente del despegue (β) no se ajuste a la situación real del prisma de acreción de la baja Guajira.

2. la metodología usada para predecir presión de fluidos en base a la geometría de la cuña no es la adecuada.
 3. Los ángulos de inclinación topográfica (α) y despegue basal (β) podrían ser aparentes.
 4. Las velocidades podrían estar alterando el resultado del cálculo de la presión de fluido.
- El prisma de acreción de la baja Guajira y el prisma de acreción de Sinú - San Jacinto se encuentran en la misma región en el diagrama de estabilidad.
 - El prisma de acreción de Nankai está en una fase estable según su geometría y el diagrama de estabilidad, lo cual hace que tenga una significativa diferencia con los prismas de acreción de Sinú San Jacinto y el de la baja Guajira.
 - La presión de fluido calculada para el prisma de acreción de la baja Guajira ($\lambda=0.6$), comparada con la calculada por Toto y Kellogg ($\lambda=0.97$), 1992; para el prisma de acreción de Sinú – San Jacinto; tiene que ver directamente con la vergencia de la placa caribe con respecto a la placa Suramericana, debido a que la incidencia de ésta en la cuña de Sinú – San Jacinto es mas perpendicular, mientras que en la cuña de la baja Guajira la incidencia es mas transcurrrete, conservando una componente transpresiva.
 - En la línea sísmica RC2103 se identificaron 3 zonas estructurales diferentes.

5.2. RECOMENDACIONES

- Estudiar el prisma de acreción de la baja Guajira con sísmica mas reciente, para que se pueda identificar plenamente el despegue basal de ésta cuña.

- Calcular la presión de fluido con información de pozo que corrobore los datos calculados en este trabajo.
- Estudiar la variación lateral con información sísmica del cinturón deformado del caribe en la zona de transición angular de incidencia de la placa Caribe en la Placa Suramericana.

BIBLIOGRAFÍA

ANGULO J A. Reprocesamiento de sísmica rápida al sur del prisma de acreción de Barbados y delimitación de intrusiones fluidas de lodo en la zona. Universidad Simón Bolívar (Venezuela), 2007.

BANCROFT, J., A practical understanding of pre- and poststack migrations. Society of Exploration Geophysicists

BANGS L N., et al. Evolution of the Nankai trough decollement from the trench into the seismogenic zone: Interferentes from three – dimensional seismic reflection imaging. Geological society of America, 2004.

Beicip-FranLab-Ecopetrol., Análisis estructural integrado Bloque Noreste Colombiano – Oeste Venezolano, Reporte Interno ECOPETROL, Bogota, 2001.

CASE, J.E., et al., Tectonic investigations in Western Colombia and Eastern Panamá. Bull. Geol. Soc.Am., v 82; 1971.

CASE, J. E., Oceanic crust forms basement of Eastern Panamá. Bull. Geol. Soc. Am., v 85; 1974.

CORREDOR, F., SHAW, J. H., VILLAMIL, T., Complex Imbricate Systems in the Southern Caribbean Basin, Offshore Northern Colombia: Advanced Structural and Stratigraphic Analysis, and implications for regional oil exploration. Memorias del VIII Simposio Bolibariano – Exploración Petrolera en las cuencas Subandinas, 2003.

DAVIS D., DAHLEN F A., Mechanics of Fold and Thrust Belts and Accretionary Wedges. Journal of Geophysical, Vol 88, No B2, paginas 1153 – 1172, Febrero 10, 1983.

DAHLEN, F. A., SUPPE, J., DAVIS, D., Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges: cohesive Coulomb theory. Journal of Geophysical Research, Vol 89, 1984

DUQUE-CARO, H., Major structural elements and evolution of Northwestern Colombia. In: Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins. Am. Ass. of Petr. Geol., Memoir 29: 329-351. 1979.

_____, Structural style, diapirism and accretionary episodes of the Sinu - San Jacinto terrane, Southwestern Caribbean borderland. In the South American-Caribbean Plate Boundary and Regional Tectonics. Geol. Soc. of Am., Memoir 162: 303-316. 1984.

FLINCH J F., Structural evolution of the Sinu – Lower Magdalena area (Northern Colombia). The circum – Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formations, and plate tectonics: AAPG memoir 79, p 776 – 796, 2003.

FLINCH J F., et al., Onshore – Offshore Structure of the Northern Colombia Accretionary Complex. AAPG international conference, 2003.

GRAY, S., ETGEN, J., DELLINGER, J., WHITMORE, D., Seismic Migration problems and solutions. Geophysics, Marzo de 2001.

GUTIERRES, M., OSORIO, C., Evaluación del potencial de hidrocarburos de la plataforma Chuchupa-Ballena, Cuenca de la Baja Guajira. Reporte interno archivo de ECOPETROL, Inf. Geol. 3132, Bogota, 1988.

HUBBERT, M. K., RUBEY, W. W. Role of fluid pressure in the mechanics of overthrust faulting, I: Mechanics of fluid – filled solids and its application to overthrust faulting. Bulletin of Geological Society of America.

JO LOHRMANN., et al., The impact of analogue properties on the geometry, Kinematics, and dynamics of converged sand wedges. Journal of structural geology, 2001.

KELLOGG, J., TOTO, E., CERON, J., Estructura and tectonics of the Sinu – San Jacinto accretionary prism in northern Colombia. Memoria del X Congreso Colombiano de Geología, Bogotá, 2005.

KIM Y C., et al. Efficiency velocity model building for prestack depth migration. The leading edge, 1996.

LALLEMAND, S., La subduction Océanique. Gordon and Breach Science Publishers, 1999.

RAMOS, E. L., Evolución tectónica de la región Caribe de Colombia. INGEOMINAS, Bogotá, Enero de 2005.

ROSELLO, E., El margen caribeño Colombiano: un balance dinámico de escenarios tectosedimentarios pasivos y transpresivos. Memorias del XI Congreso Colombiano de Geología, Agosto de 2007.

MONTES C., et al., Tectonic reconstruction of the northern Andean blocks: Oblique convergence and rotations derives from the kinematics of the Piedras – Girardot area, Colombia. Elsevier, 2005.

NYGREN, W.E., The Bolivar geosyncline of Northwestern South America. Am. Assoc. of Petr. Geol. Bull., 34: 1998-2006. 1950.

SELZER C., et al., Sensivity of shear zones in orogenic wedges to surface processes and strain softening. Elsvier, 2007.

SPINELLI G A., et al., Diagenesis, sediments strength, and pore collapse in sediments approaching the Nankai trough subduction zone. GSA Bulletin, 2007.

STOLK, C., SYMES, W. Kinematic artifacts in Prestack Depth Migration. Departament of Computacional and Applied Mathematics, Rice University, 1996.

TOTO E A., KELLOGG J N., Structure of the Sinu – San Jacinto fold beld – And active accretinary prism in northern Colombia. Journal of south American earth siences, Vol 5, No 2. 1992.

TABOADA, A., DIMATÉ, C., FUENZALIDA, A., Sismotectonica de Colombia: deformación continental activa y subducción. Fisica de la tierra, No 10. 111-147, 1998.

YILMAZ., O., Seismic data processing. Society of exploration of geophysics, 2001.

<http://www.ig.utexas.edu/sdc/>

http://es.wikipedia.org/wiki/Prisma_de_acreci%C3%B3n

ANEXO A. EL METODO SÍSMICO

Antes de efectuar una campaña de adquisición sísmica marina o terrestres es necesario estudiar la geología estructural y la estratigrafía de la zona en la que se pretenda hacer la adquisición. También es necesario generar modelos 2D o 3D en el laboratorio, que permitan representar las diferentes interfaces del subsuelo que se pretendan estudiar. Con estos modelos y mediante el uso de software especializado, se generan adquisiciones sintéticas que permiten evaluar el diseño de adquisición, y así observar posibles comportamientos de iluminación sísmica, evaluando la efectividad del diseño, esto con el fin de determinar si los reflectores, objetivos de la adquisición económicos o científicos se están iluminando lo suficiente o no.

El segundo paso para el estudio geofísico con el método sísmico de una determinada zona, es el proceso de adquisición de la información sísmica. Esta información se puede adquirir tanto en tierra como en mar, lo único que varía entre estos es la logística desplegada y los instrumentos usados para la obtención de la información.

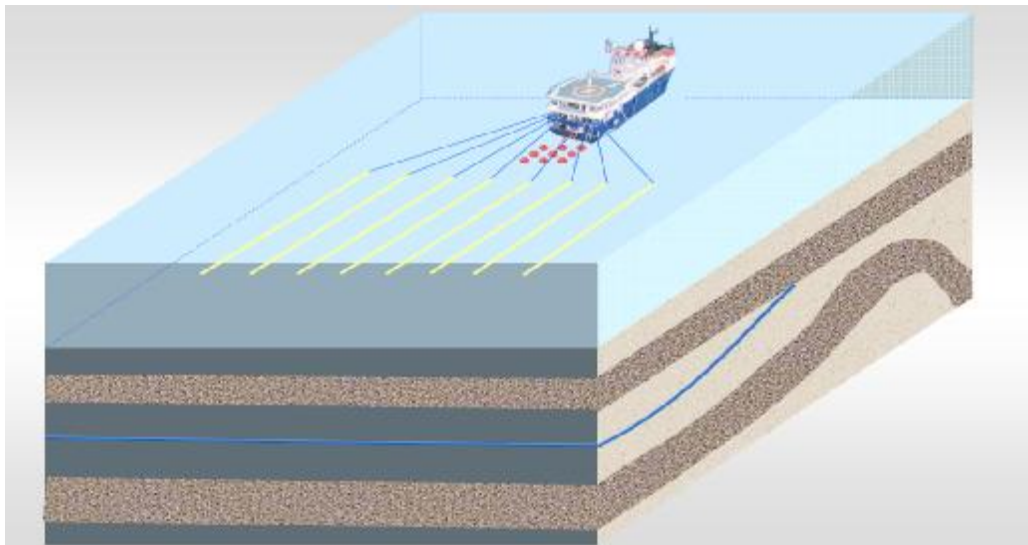
A.1. ADQUISICIÓN SÍSMICA MARINA

La sísmica marina se realiza mediante la generación de ondas acústicas por medio de cañones de aire que viajan a través de la columna de agua llegando al fondo marino y a las rocas que hay bajo este. La energía de estas ondas sísmicas al perturbar las rocas con las cuales interactúan se particiona, de modo que parte de la onda se sigue propagando en el subsuelo (se transmite) y otra parte se regresa a la superficie (se refleja). Las ondas reflejadas son registradas por

hidrófonos, que captan las variaciones de presión en el agua, enviando esta información a un equipo de registro, donde es evaluada su calidad por los geofísicos abordo.

A continuación se muestra una imagen que describe como es el proceso de adquisición sísmica marina:

Figura 54. En este grafico se observa cómo se hace una adquisición sísmica marina, donde se ve el barco arrastrando los streamers (líneas en amarillo) con sus respectivos hidrófonos y los cañones de aire (puntos rojos) que actúan como fuente sísmica (Imagen tomada de Guerrero, 2005).



A.1.1. Elementos usados en la adquisición sísmica marina.

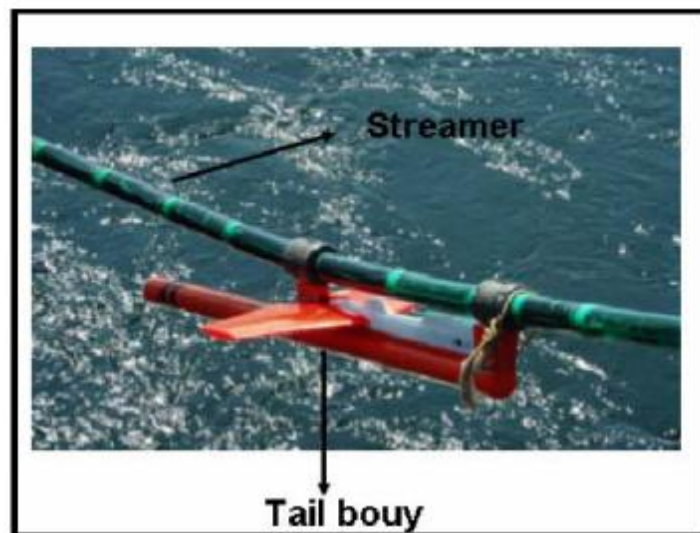
- **Streamer:** Éste elemento contiene todos los hidrófonos se parados a una distancia específica y constante, dependiendo de los parametros que se quieran en la adquisición. Éstos son arrastrados por el barco para ir registrando información a lo largo de la trayectoria que siga éste. Existen en el mercado dos tipos de streamer, tal como se ve en la siguiente figura:

Figura 55. Tipos de streamer: Estos se diferencian en su relleno, si se usa con relleno líquido es para que el streamer tenga una baja densidad y tienda a flotar en el agua. Mientras que el cable sólido se usa generalmente cuando se quiere que estos caigan sobre el fondo marino.



- **Tail bouy:** Hace que el streamer mantenga una estabilidad en altura con respecto al fondo marino mientras flota en el agua. También ayuda a que los streamer se mantengan paralelos y distanciados entre si.

Figura 56. Tail bouy.



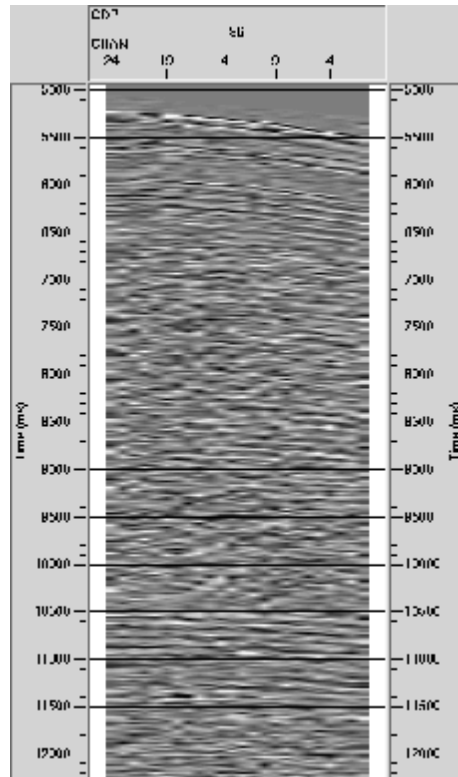
- **Barco:** Es el lugar donde están los elementos de almacenamiento de datos y la tripulación que se encarga de la logística que se requiera en la adquisición, tal como se ve en el siguiente gráfico:

Figura 57. Tripulación del barco de adquisición desplegando un streamer.



La información colectada en la adquisición son familias o conjuntos de trazas, llamadas **Shot** o disparos (FIGURA 58). Ésta es la información necesaria para iniciar un tratamiento o procesamiento de estas señales sísmicas provenientes del subsuelo, y así generar una imagen que represente la geología estructural e incluso la estratigrafía del subsuelo en la zona donde se hizo la adquisición.

Figura 58. CDP 86 de la línea sísmica RC8403. Un conjunto de 5486 disparos como estos componen el total de información de entrada para iniciar el procesamiento sísmico de esta línea.



ANEXO B. PROCESAMIENTO SÍSMICO EN TIEMPO

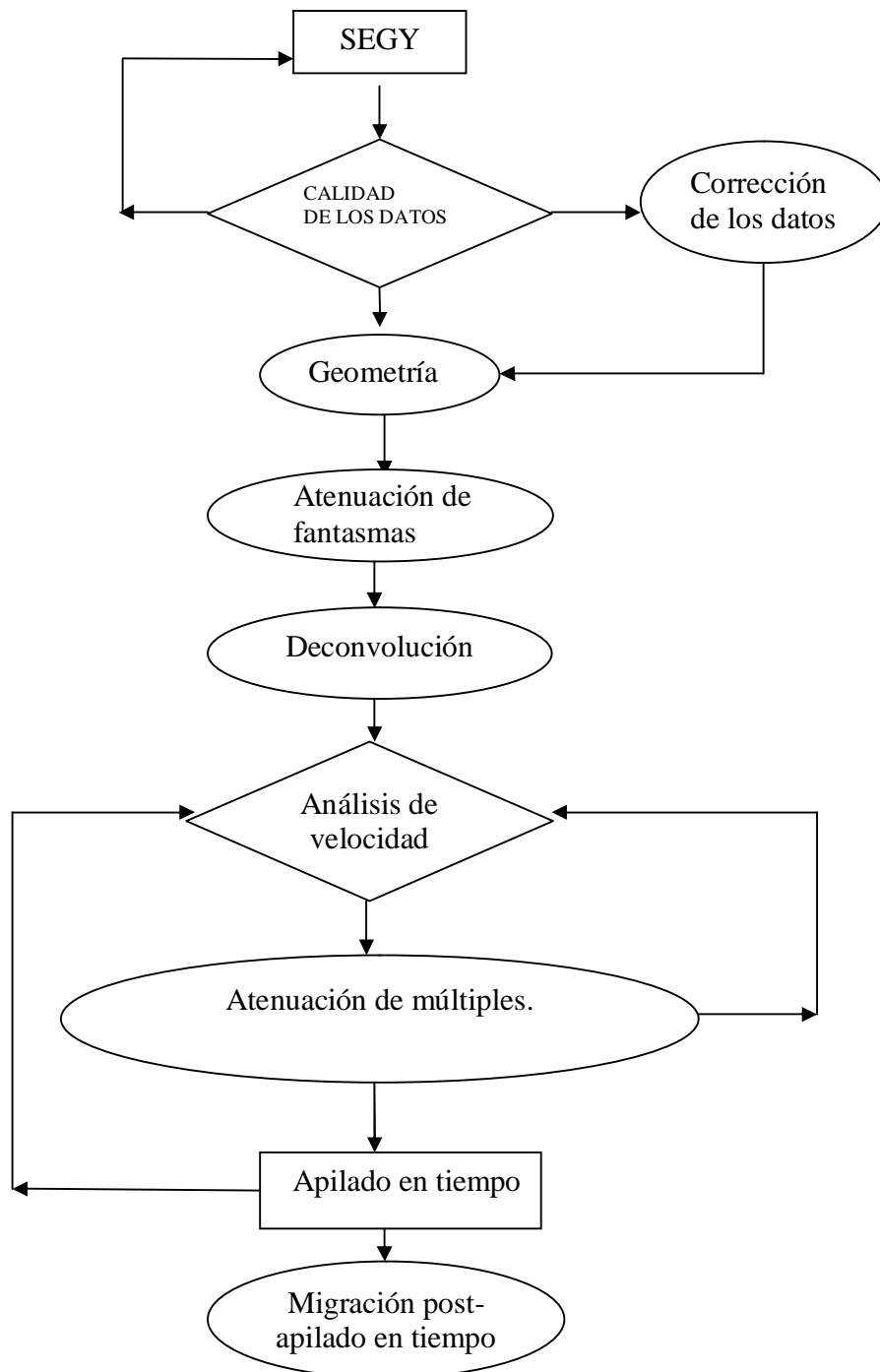
Según Yilmaz, 2008; el procesamiento de datos sísmicos consta de tres pasos principales (o primarios): Deconvolución, apilado y migración. Los procesos restantes, conocidos como secundarios, se aplican en etapas intermedias para mejorar, o condicionar, los datos de entrada a los tres pasos primarios. Son considerados procesos secundarios: Carga de la geometría, ordenamiento por CMP, corrección de amplitud, filtros en frecuencia y análisis de velocidades, los cuales mediante múltiples iteraciones nos llevan a obtener cada vez mejores resultados en la imagen final.

Muchos intérpretes (Toto y Kellogg, 1992; Bilotti, 2005; Caro, 2003; entre otros) también prefieren observar rasgos geológicos estructurales en el dominio del tiempo, debido a que las estructuras tienden a ser exageradas en la escala vertical, permitiendo al intérprete identificarlas fácilmente. Aunque esta metodología es un poco arriesgada debido a que se puede estar sujeto a artefactos propios del procesamiento en tiempo, como por ejemplo un mal estudio del campo de velocidades, anisotropía del medio.

Si se pretende modelar una estructura con dimensiones cercanas a las reales es conveniente trabajar imágenes procesadas en profundidad. Debido a que procesamiento en profundidad es bastante sensible al campo de velocidades, para generar una buena imagen, es necesario realizar múltiples iteraciones para mejorar el modelo de velocidades (Yilmaz, 2008), además, y más importante, es que los datos de entrada para el procesamiento en profundidad deben tener una buena relación señal ruido y una buena recuperación de amplitudes, por lo tanto para llegar a una buena imagen en profundidad es necesario hacer un buen procesamiento pre-apilado de los datos en tiempo, dominio en el cual son

registrados (Yilmaz, 2008). A continuación se propone el siguiente flujo de procesamiento en tiempo para datos marinos:

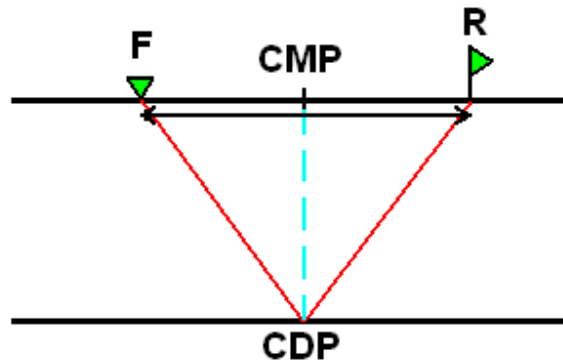
Figura 59. Secuencia de procesamiento sísmico en tiempo para datos marinos.



B.1. ORDENAMIENTO POR CDP (Common Depth point)

Éste ordenamiento se realiza en profundidad y consiste en agrupar las trazas que por geometría corresponden a un mismo punto común en profundidad (CDP) (FIGURA 60). Otra nomenclatura que se usa para crear conjuntos o familias de trazas es el Punto Medio Común (CMP) entre la fuente y el receptor.

Figura 60. Representación del punto común en profundidad (CDP) y el punto medio común (CMP) para una fuente (F) y un receptor (R). Si el modelo de una capa horizontal cambia a uno donde el reflector tenga una inclinación, el CDP no va a quedar en la misma posición que el CMP.



B.2. TRANSFORMADA DE FOURIER

La transformada de Fourier permite expresar una función $f(x)$ como una serie en términos de *senos* y *cosenos* (Yoo, 2001). En otras palabras, la variación del tiempo o el espacio de una sísmica puede ser transformada a un dominio diferente, este es llamado dominio de frecuencias y número de onda, respectivamente.

Los datos sísmicos son señales que resultan más convenientes de trabajar en el dominio de las frecuencias, porque así se simplifican muchas de las ecuaciones que describen fenómenos de propagación de ondas (ejemplo: ecuación de onda)

(Yilmaz, 2001, Claerbout, 1999), también este dominio hace que se reduzca el costo computacional en determinados algoritmos usados en procesamiento, por esto muchos de los algoritmos son diseñados para trabajar como datos en el dominio de las frecuencias para que se puedan ejecutar efectivamente.

Formalmente la transformada de Fourier se define como:

$$f(w) = \int_0^{\infty} F(t) * e^{iwt} dt \quad [7]$$

$$F(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} f(w)e^{-iwt} dw \quad [8]$$

Donde [1] es una función de frecuencia $f(w)$ expresada en función de $F(t)$ que es la función en el dominio del tiempo, w es la frecuencia, t el tiempo e i como notación para imaginarios. Ésta expresión permite cambiar al dominio de la frecuencia, mientras que [2] es una función de tiempo $F(t)$ expresada en función de las frecuencias $f(w)$, la cual permite hacer el proceso inverso. La transformada inversa de Fourier es necesaria ya que los datos, previamente transformados del dominio del tiempo, a pos la aplicación de cualquier operación en el dominio de la frecuencia (por ejemplo filtros), se debe llevar al dominio en tiempo. Cabe resaltar que estos procesos los hace internamente el software de procesamiento, lo cual facilita la interacción con este tipo de datos en estos dominios.

B.3. DECONVOLUCIÓN.

El modelo convolucional asume ciertos parámetros, tales como:

- La tierra en profundidad esta hecha de capas horizontales y de velocidad constante.

- La fuente genera una onda compresional con frente de onda plano, que al interactuar con las capas, lo hace de manera normal.
- La forma de la ondícula no cambia mientras se propaga en el subsuelo, es decir, esta es estacionaria.
- La componente del ruido aleatorio $n(t)$ es cero.
- La ondícula de la fuente es conocida.
- El proceso de reflectividad es aleatorio.
- La ondícula sísmica es de fase mínima.

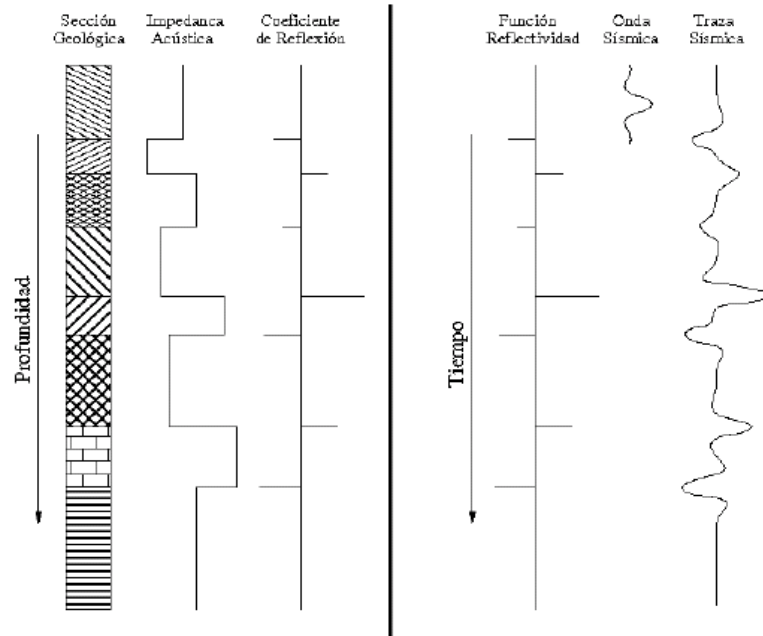
La deconvolución es el proceso inverso a la convolución. La convolución está definida por la siguiente función:

$$X(t) = w(t) * e(t) + n(t) \quad [9]$$

Donde $x(t)$ es el sismograma obtenido, $w(t)$ es la ondícula que responde de manera directa al tipo de fuente usada y al terreno donde se aplica, $e(t)$ es la respuesta impulsiva de la tierra y $n(t)$ es el ruido aleatorio.

El objetivo del procesamiento sísmico es obtener la respuesta impulsiva o la función de reflectividad del medio, que representa el contraste de impedancia entre las diferentes capas de roca. La impedancia se define como el producto de la velocidad del medio por la densidad de éste. Variaciones en la impedancia indicaran cambios en las propiedades del medio, los cuales representan los diferentes eventos que se observan en una sección sísmica.

Figura 61. Representación gráfica del proceso de formación de trazas sísmicas (Gamboa, 2007).



B.4. ANÁLISIS DE VELOCIDAD

El análisis de velocidad es un paso fundamental en el procesamiento sísmico. De éste análisis depende de manera directa la imagen que logremos obtener al finalizar el procesamiento. El modelo de velocidades para la generación de imágenes sísmicas en tiempo o en profundidad sirve para redistribuir la energía sísmica reflejada.

El método mas utilizado para determinar el modelo de velocidades es el análisis por semblanza. Las diferentes velocidades observadas en este análisis, realizado sobre un súper *CMP*⁹ sirven para identificar tendencias, que permiten observar la variación vertical de las velocidades para el conjunto de datos que estemos analizando. Una vez estén ubicadas las zonas donde se presenten máximos de

⁹ Un súper *CMP* es un *CMP* formado por la media aritmética de un conjunto de *CMP*'s vecinos.

coherencia se hace un picado sobre estos puntos en la semblanza, generando una función de pares (t_0, v) . Si se quiere observar el campo de velocidades, basta con interpolar y extrapolar los puntos que se picaron en las semblanzas, para generar una imagen que muestra zonas de velocidad común, zonas con variación lateral de velocidades, lo cual dependiendo de lo riguroso del análisis se podrá asociar con los eventos geológicos (FIGURA 62). Este campo de velocidades tiene que pasar por una serie de iteraciones que permitan ir mejorándolo para que finalmente se horizontalicen (en lo máximo posible) las hipérbolas que representan los eventos geológicos, por lo tanto un dato con un buen análisis del campo de velocidades de apilado, es el que finalmente dará una imagen del subsuelo con una buena calidad.

Hay diferentes tipos de velocidades en el procesamiento sísmico, estas son las siguientes:

Tabla 1. Tipos de velocidades en la sísmica y su respectiva definición (Bancroft, 1996).

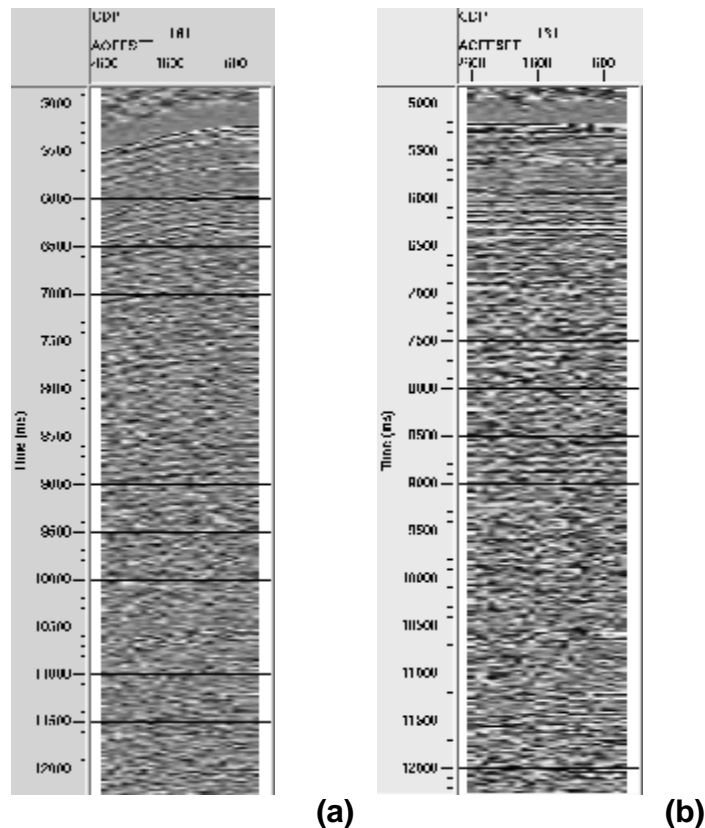
VELOCIDAD	DEFINICIÓN
Velocidad instantánea	Se define como la velocidad con la que una onda acústica recorre una pequeña distancia.
Velocidad promedio	Es definida como la velocidad con la que una onda acústica recorre una gran distancia. Cabe notar que ésta gran distancia incluya dos o mas capas geológicas.
Velocidad de apilado (V_{stk})	Ésta se define como la velocidad que permite generar un mejor apilado.

	Cabe resaltar que esta velocidad no tiene un significado físico.
Velocidad RMS	Es un tipo de velocidad promedio, la cual representa de forma más eficaz a un conjunto de capas geológicas. Tiene como característica principal que ésta velocidad está ponderada por los tiempos de viaje en cada capa.
Velocidad Intervalo	Es la velocidad que representa cada una de las capas geológicas.

B.5. CORRECCIÓN POR NMO (Normal Moveout)

El campo de velocidad de apilado es usado para hacer este tipo de corrección a las **familias** ordenadas por CDP. Los reflectores vistos en el plano offset tienen forma hiperbólica. Este efecto hiperbólico puede ser removido mediante la corrección por NMO. Si la velocidad usada para la corrección NMO se determinó de manera apropiada los reflectores deben verse horizontales (FIGURA 63).

Figura 62. CMP de la línea sísmica RC2103, donde en (a) el carácter hiperbólico de los eventos, y en (b) el mismo CMP corregido por NMO con un campo de velocidades de apilado.



B.6. ¿QUÉ ES UNA SECCIÓN SÍSMICA APILADA?

Es la suma de todas las trazas que conforman una familia CMP por una corrección NMO (FIGURA 64), esta sumatoria representa una traza en la posición cero *offset*, es decir, la ubicación de la fuente y el receptor en el mismo punto. Esto hace que la relación señal/ruido mejore debido a la suma de forma coherente de todo lo que representa señal de interés y la mismo tiempo la suma destructiva del ruido. Esta mejora en proporción directa el muestreo de un mismo punto en el subsuelo, este muestreo está dado por la cantidad de trazas que se tengan por

CDP, 24, 60, 90, 120 o más. Este proceso es aplicado para todas y cada una de las familias CMP existentes en la línea sísmica.

La representación gráfica de todas las trazas resultantes del apilado de cada familia de CMP simula una adquisición completa en cero *offset*. Teniendo en cuenta que los datos han sido previamente deconvolucionados, ésta sección cero *offset* nos mostraría los contrastes de impedancia en el subsuelo.

Figura 63. En (a) se observa una familia CMP con un evento hiperbólico, en el dominio del tiempo y el espacio. En (b) la familia de trazas vistas en (a) corregida por NMO con la velocidad de apilamiento, donde son sumadas para formar una traza equivalente al cero *offset*.

