



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA

**EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y TECTÓNICA DEL POLÍGONO
ORIENTAL EN EL GOLFO DE MÉXICO CON BATIMETRÍA
MULTHAZ, PERFILES SÍSMICOS DE ALTA RESOLUCIÓN Y DATOS
MAGNÉTICOS MARINOS**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS

PRESENTA:

SANDRA VALLE HERNÁNDEZ

TUTOR PRINCIPAL:

CARLOS ÁNGEL Q. MORTERA GUTIÉRREZ
Instituto de Geofísica, UNAM

COMITÉ TUTOR:

ELVA GUADALUPE ESCOBAR BRIONES
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM

WILLIAM LEE BANDY

Instituto de Geofísica, UNAM

JOAQUIN EDUARDO AGUAYO CAMARGO

Facultad de Ingeniería, UNAM

RENÉ EFRAÍN CHÁVEZ SEGURA

Instituto de Geofísica, UNAM

MÉXICO, D. F., ENERO DE 2015



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología
Universidad Nacional Autónoma de México



**EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y TECTÓNICA DEL
POLÍGONO ORIENTAL EN EL GOLFO DE MÉXICO
CON BATIMETRÍA MULTHAZ, PERFILES SÍSMICOS
DE ALTA RESOLUCIÓN Y DATOS
MAGNÉTICOS MARINOS**

T E S I S

que para obtener el grado académico de:
Maestra en Ciencias del Mar y Limnología
(Geología Marina)

present a

SANDRA VALLE HERNANDEZ

Director de Tesis: **Dr. Carlos A. Q. Mortera Gutiérrez**

Comité Tutor: **Dra. Elva G. Escobar Briones**

Dr. William L. Bandy

Dr. Eduardo J. Aguayo Camargo

Dr. René E. Chávez Segura

México, D. F., Enero de 2015

AGRADECIMIENTOS

A la UNAM y al Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, por los conocimientos y la oportunidad que me brindaron en la realización de mis estudios de posgrado, al Instituto de Geofísica por haberme brindado el espacio para realizar la investigación de mi Tesis.

A los proyectos UNAM-DGAPA-PAPIIT: IN114410 e IN115513 por el financiamiento para el desarrollo de la investigación y al consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, CONACyT, por la beca otorgada durante mis estudios de maestría.

Al programa UNAM-CABO, por el uso del B/O Justo Sierra para la obtención de los datos de geofísica marina durante las campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13.

A la Dra. Elva Escobar Briones, por permitirme el uso de los datos obtenidos en sus campañas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13, y las experiencias adquiridas durante sus campañas.

Al personal del área de Instrumentación Oceanográfica del ICMyL, el Ing. Francisco Ponce Núñez y al M. en C. Arturo Ronquillo Arvizu, por su valiosa colaboración en la adquisición de los datos geofísicos marinos durante las campañas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13.

A todo el personal científico y tripulación del B/O Justo Sierra durante la campaña SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13 en la cual se adquirió el material para la elaboración de esta tesis.

Al Dr. Carlos Mortera Gutiérrez, por el apoyo en la dirección de esta tesis, por compartir sus conocimientos y consejos, en todo el tiempo que hemos trabajado juntos contribuyendo a mi formación profesional, y por la amistad que me ha brindado.

Al Dr. William Lee Bandy, por sus comentarios, sugerencias para enriquecer este trabajo y su apoyo que me ha brindado en toda mi estancia en el Instituto de Geofísica.

Al Laboratorio de Procesamiento de Datos Geofísicos Marinos del Instituto de Geofísica, UNAM; así como a todo el equipo de colaboradores dirigidos por el Dr. Carlos Mortera Gutiérrez y el Dr. William Lee Bandy.

A mi jurado, por su tiempo, comentarios y enriquecer mi investigación de Tesis: Dra. Elva Escobar Briones, Dr. William Bandy, Dr. Eduardo Aguayo, Dr. René Chávez Segura.

Al Dr. Ricardo José Padilla y Sánchez, por su apoyo y sugerencias para enriquecer este trabajo.

Al Ing. Daniel A. Pérez Calderón, por su apoyo en el procesamiento de los datos geofísico marinos de las campañas SIGBEE-11 y SIGSBEE-13.

A todos mis compañeros y amigos que estuvieron conmigo durante las campañas oceanográficas y en el tiempo de mi estancia en el Instituto de Geofísica.

A mis padres, hermanos y en especial a Dany, por estar conmigo, y brindarme todo su apoyo incondicional.

RESUMEN

El relieve del lecho marino del polígono oriental, formado por los límites de las zonas económicas exclusivas de Cuba, México y U.S.A, en el Golfo de México está influenciado por los sedimentos provenientes del cañón submarino del Mississippi. El abanico inferior del Mississippi es la estructura sedimentaria más prominente en la zona abisal, que se encuentra al ENE del Golfo de México, y es el resultado de los enormes depósitos de turbiditas que fluyen desde la desembocadura del Río Mississippi y son transportados por corrientes de turbidez a través del cañón. La estructura sedimentaria del abanico consiste en varios lóbulos que son conectados por canales del cañón submarino que atraviesa la plataforma y el talud continental. El mapa batimétrico y las secciones sísmicas de alta resolución adquiridos durante las campañas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13 a bordo del B/O "Justo Sierra" muestran un gran aporte sedimentario entre los 2,970 y 3,470 m. El relieve del lecho marino del sector Norte del polígono oriental está cortado por un cañón submarino entre 26°00'N a 26°20'N y 87°00'W a 86°10'W'. El cañón en el lóbulo inferior del abanico indica que no ha tenido un curso estable desde el Pleistoceno, desviándose a lo largo de su trayecto con varias etapas sedimentarias, resultado de grandes eventos de corrientes de turbidez que dieron desviaciones a los canales existentes, y quedando así el canal más reciente en dirección NE.

Los lineamientos magnéticos de este estudio en el polígono oriental son analizados en conjunto con las anomalías del estudio aeromagnético por Hall y Najmuddin (1994), coincidiendo con patrones observados en ambos estudios. La geometría de las anomalías magnéticas sugiere un posible límite de la corteza oceánica al SW del polígono oriental. Las discontinuidades en los patrones de anomalías del polígono oriental pueden estar asociadas a las zonas de fractura y a un posible cambio de posición de la sutura de la falla transformante FZ5, sugerida por Hall y Najmuddin (1994). Los lineamientos del polígono oriental son consistentes con el modelo de formación del Golfo de México de Pindell (1985) que propone una rotación en el sentido contrario de las manecillas del reloj del bloque de Yucatán desde una posición adyacente a la costa norte del Golfo a su ubicación actual.

ABSTRACT

The seafloor relief on the Eastern Polygon, formed by the boundaries of the exclusive economic zones of Cuba, Mexico, and U.S.A. at the Gulf of Mexico is influenced by the large sediment deposition coming from the Mississippi submarine canyon. The lower Mississippi fan is the most prominent sedimentary structure in the abyssal plain, located to the ENE of the gulf, as a result of turbidite flowing from the mouth of the Mississippi River through the canyon. The fan sediment structure is formed of several lobes that are connected by submarine channels that cut the continental shelf and slope. The bathymetric map and the high-resolution seismic sections, acquired during the SIGSBEE-11 and SIGSBEE-13 cruises on board the B/O "Justo Sierra", show a large sediment bulk between 2,970 and 3,470 m. The seafloor relief of the northern of Eastern Polygon is cut by a submarine canyon between 26°20'N and 26°00'N to 87°00'W to 86°10'W. The canyon in the lower fan lobe indicates that it has not had a steady course since the Pleistocene, detouring during several sedimentary stages, as a result of big turbidity events that deviated the existing channels and leaving the new channel in the NE direction.

The magnetic lineaments in this study at the Eastern Polygon are compared with the aeromagnetic anomalies of the Hall and Najmuddin (1994) study, having a good agreement in both studies. The geometry of the magnetic anomalies suggests a plausible limit of the oceanic crust at the polygon SW margin. The discontinuities in the anomalies patterns in the Eastern Polygon could be associated with several fracture zones and indicated a probable change in the suture position of the FZ5 fracture zone, as suggested by Hall and Najmuddin (1994). The lineaments at the Eastern Sector are consistent with the model of Gulf of Mexico formation [Pindell, 1985], in which indicates a counterclockwise rotation of the Yucatan block from the adjacent position at the northern Gulf coast to its present location.

INDICE GENERAL

AGRADECIMIENTOS	i
RESUMEN	ii
ABSTRACT	iii
INDICE GENERAL	iv
1. INTRODUCCION	1
1.1. Localidad.....	1
1.2. Objetivo.....	2
2. ANTECEDENTES	4
2.1. Fisiografía de la Cuenca del Golfo de México.....	4
2.2. Provincias Fisiográficas del Golfo de México.....	4
2.2.1. <i>Abanico del Mississippi</i>	7
2.3. Origen y Evolución de la Cuenca del Golfo de México.....	9
2.3.1. <i>Precámbrico y Paleozoico</i>	9
2.3.2. <i>Mesozoico</i>	10
2.3.3. <i>La Corteza en la Cuenca del Golfo de México</i>	11
2.3.4. <i>Secciones Sísmicas de la Corteza en el Golfo de México</i>	13
2.4. Estudios de la apertura del Golfo de México	15
2.5. Estudios previos en el área de estudio	17
2.5.1 <i>Estudios en el Polígono Oriental del Golfo de México</i>	17
2.5.2 <i>Deep Sea Drilling Project (DSDP) Leg 96</i>	17
2.5.3 <i>Imágenes del lecho marino con el sonar sidescan GLORIA</i>	19
2.5.4. <i>Estudios Magnéticos en el Polígono Oriental</i>	20
2.6. Área de estudio.....	22
3. METODOLOGIA	23
3.1. Adquisición de datos.....	23
3.1.1. <i>Campaña oceanográfica SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13</i>	23
3.1.2. <i>Datos de Batimetría multihaz</i>	27
3.1.3. <i>Perfiles sísmicos de alta resolución</i>	28
3.1.4. <i>Datos Magnéticos</i>	31
3.2. Procesamiento de datos.....	32
3.2.1. <i>Batimetría multihaz y backscatter</i>	33
3.2.2. <i>Perfiles sísmicos de alta resolución</i>	36
3.2.3. <i>Datos Magnéticos</i>	38
3.2.4. <i>Resolución del equipo utilizado</i>	42

4. ANALISIS DE RESULTADOS	44
4.1. Batimetría multihaz e imágenes acústicas del lecho marino.....	44
4.2. Secciones sísmicas de alta resolución	48
4.3. Datos magnéticos.....	60
5. DISCUSIÓN DE RESULTADOS	63
5.1. Batimetría multihaz y secciones sísmicas de alta resolución.....	63
5.2. Anomalía magnética.....	73
6. CONCLUSIONES	82
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	84
ANEXOS	88

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Abanico del Mississippi [Salvador, 1991].....	8
Figura 2. Apertura del Océano Proto-Atlántico, (a) Precámbrico Tardío, (B) Cámbrico Tardío y (C) Ordovician o Silurian [Thomas, 1988].....	10
Figura 3. Distribución de los tipos de corteza: (1)oceánica, (2) transicional delgada, (3) transicional gruesa y (4) continental; así como las principales provincias tectónicas; [Buffler, 1991].....	12
Figura 4. Mapa de las secciones sedimentarias de la Cuenca del Golfo de México. (a) Sección transversal B-B' [Salvador, 1991] y (b) Sección transversal B-B' [Buffler, 1991].....	14
Figura 5. Modelos evolutivos del Golfo de México: (1) Movimiento paralelo a la dirección de esparcimiento de la placa del Atlántico Norte (Pilger, 1978; Buffler et al. 1980; Klitgord and Schouten, 1980, 1986; Anderson and Schnidt, 1983; Klitgord et al. 1984); (2) Movimiento dextrógiro del bloque de Yucatán) por Hall [1982] y (3) Movimiento del bloque de Yucatán en forma oblicua a la dirección de expansión de la placa del Atlántico del Norte [Salvador, 1987].....	16
Figura 6. Modelo evolutivo del Golfo de México de Pindel (1985). Describe la geometría del borde norte del cratón de América del Sur, durante el rompimiento cortical y antes del desplazamiento de los bloques tectónicos continentales. Paleografía de la región del Golfo de México.....	16
Figura 7. Zona de estudio del proyecto (DSDP). Tomada de [INITIAL CORE DESCRIPTIONS. DEEP SEA DRILLING PROJECT. LEG 96, 1983. Scripps Institution of Oceanography].....	18
Figura 8. Mapa de los mosaicos que forman la imagen del lecho marino del Golfo de México [obtenidos con el Sonar Sidescan GLORIA durante el programa EEZ-SCAN realizado por el USGS en 1985 y el estudio geofísico marino SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13.....	19
Figura 9. (a) Mapa del estudio aeromagnético en la parte este del Golfo de México realizado por el Servicio Aéreo en Noviembre de 1989. (b) Geometría del estudio eromagnético. Líneas de vuelos: 42 en dirección norte-sur, 5 al centro, 3 en los límites este y 3 en los límites oeste. [Hall y Najmuddin, 1994].....	21

Figura 10. Mapa de contornos de anomalías del campo magnético total al este de la Cuenca del Golfo de México, basado en los resultados del estudio aeromagnético. [Hall y Najmuddin, 1994].....	21
Figura 11. Ubicación del área de estudio.....	22
Figura 12. (a) Ubicación de los levantamientos geofísicos marinos de las Campañas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13 a bordo del B/O JUSTO SIERRA; (b) recorrido de la campaña oceanográfica SIGSBEE-11 que comprenden del 27 de junio al 4 de julio de 2008 y (c) recorrido de la campaña oceanográfica SIGSBEE-13 que comprenden del 22 al 26 de agosto de 2010.....	24
Figura 13. Descomposición de un pulso de sonido en un medio acuático	25
Figura 14. Trasmisión del haz de sonido del buque oceanográfico al relieve del fondo marino modificado de <i>Medwin and Clay, (1998)</i>	25
Figura 15. Movimientos del buque; (1) Roll o balanceo; (2) Pitch o cabeceo y (3) Heave o traslación vertical.....	26
Figura 16. Ecosonda multihaz EM 300 instalada en el B/O Justo Sierra. El sistema de ecosondeo consiste en: (1) arreglo de transductores transmisores; (2) arreglo de transductores receptores; (3) transceiver conectado a los sistema de posicionamiento, movimiento y tiempo del buque y (4) consola de operación [Manual de operador EM 300]....	27
Figura 17. TOPAS PS 18 de Konsberg, instalada en el B/O Justo Sierra. El perfilador de penetración consiste en: (1) Un Transductor ((localizados en la cubierta mas inferior); (2) Un sistema Transreceptor, (3) Una estación de control (localizada en la Central de Registros), y (4) Equipo opcional. [Manual de operación TOPAS PS 18].....	29
Figura 18. Figura 18: Magnetómetro Geometrics G877; (a) Partes: Montura, cuerpo (con partes electrónicas), Sensor y cable de arrastre; (b) Junction Box; (c) Dimensiones de la configuración del magnetómetro G877: (1) distancia del GPS a la popa, (2) largo del cable desde la popa al magnetómetro, y (3) distancia lateral de GPS al cable de comunicación [Manual de operador G877].....	32
Figura 19. Perfiles de las campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13 a bordo del B/O JUSTO SIERRA.....	33
Figura 20. Calibración por Roll, usando el módulo <i>CalBat</i> de Caraibes. (a) Corte transversal del perfil batimétrico multihaz; (b) Corte del área de calibración sin corrección y (c) Corte del área de calibración aplicando el valor de la corrección.....	35
Figura 21. Perfiles de velocidad acústica usado para las campañas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13.....	35
Figura 22. Calibración por Pitch, usando el módulo <i>CalBat</i> de Caraibes: (a) corte transversal del perfil batimétrico Sigsbee-11; (b) corrección en el corte transversal de Sigsbee-11; (c) corte transversal del perfil batimétrico Sigsbee-13 y (d) corrección en el corte transversal de Sigsbee-13.....	35
Figura 23. Ubicación de las bases BSL, TEO y del estudio Geofísico Sigsbee-11.....	40
Figura 24. Índice DST ecuatorial. Las graficas muestran las variaciones de los índices DST para: (a) SIGSBEE-11 del 27 al 31 Junio de 2008, y (b) SIGSBEE-11 del 1 al 4 Julio de 2008. (c) SIGSBEE-13 del 22 al 26 de Agosto de 2010. [Datos tomados del centro de datos mundiales magnéticos de Kyoto].....	40
Figura 25. El círculo de corrección por rumbo durante la Campaña SIGSBEE-11. (a) La trayectoria de buque en el círculo de calibración y (b) gráfica de los datos magnéticos vs rumbo.....	41
Figura 26. Resolución horizontal de una ecosonda multihaz, ilustrando las direcciones alongtrack y acrosstrack.....	42

Figura 27. Carta batimétrica del relieve del fondo marino en la zona del Polígono Oriental del Golfo de México. Las mediciones fueron hechas abordo del B/O Justo Sierra en las Campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13..... 45

Figura 28. Batimetría Multihaz del sector Norte de las campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13, mostrando un rango de 2,900 a los 3,200 m de profundidad.....45

Figure 29. Carta batimétrica con perfil batimétrico, mostrando que el sector Norte es la zona con mayor energía y el Sector Sur de menor energía.....46

Figura 30. Mosaico de las imágenes de retro dispersión " *Backscatter*" de las campañas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13.....47

Figura 31. Mosaico de las imágenes de retro dispersión " *Backscatter*" del sector Norte de las campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13..... 47

Figura 32. Sección Sísmica del perfil 10 con orientación de este a oeste y un largo de 72 km, de las campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13 a bordo del B/O JUSTO SIERRA..... 53

Figura 33. Sección sísmica en el sector Oeste del perfil 10 (86°54'W y 86°47'W).....53

Figura 34. Sección sísmica en el sector Centro del perfil 10 (86°47'W y 86°33'W).....54

Figura 35. Sección sísmica en el sector Este del perfil 10 (86°33'W y 86°14'W)..... 54

Figura 36. Sección Sísmica del perfil 26 con orientación de este a oeste y un largo de 100 km, de las campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13 a bordo del B/O JUSTO SIERRA..... 55

Figura 37. Sección sísmica en el sector Oeste del perfil 26 (87°20'W y 86°56'W)..... 55

Figura 38. Sección sísmica en el sector Centro del perfil 26 (86°56'W y 86°37'W).....56

Figura 39. Sección sísmica en el sector Este del perfil 26 (86°37'W y 86°21'W).....56

Figura 40. Sección Sísmica del perfil 32 con orientación de este a oeste y un largo de 175 km, de las campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13 a bordo del B/O JUSTO SIERRA..... 57

Figura 41. Sección sísmica en el sector Oeste del perfil 32 (88°09'W y 87°33'W)..... 57

Figura 42. Sección sísmica en el sector Centro del perfil 32 (87°33'W y 87°03'W)..... 58

Figura 43. Sección sísmica en el sector Este del perfil 32 (87°03'W y 86°33'W)..... 58

Figura 44. Sección Sísmica del perfil 38 con orientación de Norte a Sur y un largo de 100 km..... 59

Figura 45. Sección sísmica en el sector Norte del perfil 38 (26°23'W y 25°56'W)..... 59

Figura 46. Sección sísmica en el sector Sur del perfil 38 (25°56'W y 25°92'W).....59

Figura 47. Mapa de anomalías magnéticas del Polígono Oriental del Golfo de México. Curvas de nivel a cada 15 nT..... 61

Figura 48. Mapa de anomalías magnéticas del Polígono Oriental del Golfo de México con lineamientos estructurales; nueve lineamientos magnéticos (A1, A2, B1, B2, C1, C2, D, E, F, G, H, FZ5 y FZ6). Curvas de nivel a cada 15 nT..... 61

Figura 49. Batimetría del Cañón del Mississippi, con las secciones sísmicas 26 y 38 de alta resolución. Mostrando que el aporte de corrientes de turbidez tiene una orientación de NE a SE, lo que provoca una pendiente que incrementa en profundidad del relieve del piso marino conforme se acerca al Sur..... 64

Figura 50. Abanico del Mississippi con el área de estudio y las tres regiones: lóbulo superior "*upper fan*", lóbulo medio "*middle fan*" y lóbulo inferior "*lower fan*".[Modificada de Salvador, 1991..... 65

Figura 51. a) Imágenes del Sonar Sidescan GLORIA de la morfología del sector Norte [obtenida de Twitchell al., 1996], y (b) Batimetría del a morfología del sector Norte de las campañas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13..... 65

Figura 52. (1) Transporte canalizado en la parte Sur del abanico del Mississippi; (2) Choque del canal y brechamiento del banco por flujos turbiditicos; (3) Transportación canalizado re direccionado al Este; y (4) Flujo turbiditico a partir del banco de brecha extendiéndose lateralmente..... 67

Figura 53. Parte superior del Cañón del Mississippi..... 67

Figura 54. Canales sepultados y abandonados, formándose de Oeste a Este. Primer canal formado color amarillo, seguido por el rojo, gris, blanco y verde..... 68

Figura 55. Parte superior del Cañón del Mississippi..... 69

Figura 56. Sitios 616, 623 y 624 de perforación (Proyecto DSDP Leg96); y secciones sísmicas de reflexión de los sitios 616, 623 y 624 mostrando los Horizontes "20" y "30"..... 70

Figura 57. Parte superior: Litología de los núcleos en los sitios 616, 623 y 624; Parte inferior: Oeste de la sección sísmica 26, mostrando en la superficie sedimentos pelágicos (0-1 m), seguido de estratificación con intercalaciones de lodo, arena, limo y arcilla (1 -70 m). La superficie corresponde al Holoceno, y el resto de la sección al Pleistoceno (Wisconsin glacial) y Horizonte "20"..... 71

Figura 58. Zonas en el polígono Oriental del Golfo de México, al Oriente con la Zona I al Oeste en color rojo; al centro con la Zona II en gris y al Occidente con la Zona III en azul..... 72

Figura 59. Modelos del cañón del Mississippi (86°50' W a 86°20'W) mostrando cuatro canales abandonados; la sección sísmica 14 corre a lo largo de 26°03'N; la sección sísmica 19 corre a lo largo de 26°05'N; la sección sísmica 22 corre a lo largo de 26°06'N y la sección sísmica 26 corre a lo largo de 26°07'N..... 73

Figura 60. Mapa de anomalía magnética al Este del Golfo de México elaborado por Hall et al (1984) correlacionado con el mapa de anomalía magnética de las campañas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13. En el mapa de Hall curvas de nivel a cada 100 nT y mapa SIGSBEE 11 y 13 curvas de nivel a cada 20 nT..... 75

Figura 61. (a) Estudio de Hall y Najmuddin (1994) y estudio de SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13. (b) Perfiles de SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13; perfil A (rojo), perfil 38 (amarillo), perfil B (azul), perfil C (café), perfil D (verde) y perfil E (lila)..... 76

Figura 62. Mapa de continuación analítica ascendente de SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13 con 300 m hacia arriba con referencia del nivel del mar, [curvas de nivel a 5 nT]..... 77

Figura 63. (a) Mapa de anomalías magnéticas del estudio aeromagnético y anomalías magnéticas con continuación ascendente del las campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13; (b) Zoom de las anomalías magnéticas de SIGSBEE-11 y 13 y curvas de nivel del estudio aeromagnético..... 78

Figura 64. (a) Zonas de fallas (FZ1, FZ2, FZ3, FZ4, FZ5y FZ6) que cruzan la parte oceánica de la región oriental del Golfo de México y que provocan discontinuidades en varias fracturas con dirección de E-W y NE-SW; (b) Zoom de las zonas de fallas (FZ1, FZ2, FZ3, FZ4, FZ5y FZ6)..... 79

Figura 65. (b) Comparación de las anomalías de los perfiles D y E, mostrando una discontinuidad en K, L, M y N; (c) Comparación de las anomalías de los perfiles 38 y B, mostrando una discontinuidad en a, b, c y FZ6. 80

Figura 66. Geometría del esparcimiento oceánico con el estudio SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13 y el levantamiento aeromagnético en el margen Oeste de la cuenca del Golfo de México [Hall y Najmuddin, 1994]. 81

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Perfiles orientados de N-S de las campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13..... 76

1. INTRODUCCION

1.1. Localidad

La cuenca del Golfo de México es una provincia tectónicamente estable desde finales del Mesozoico, en la que se han depositado grandes cantidades de sedimentos terrígenos y pelágicos, así como también se han formado grandes plataformas de carbonatos desde la Época del Jurásico Medio [Salvador,1991]. Esta cuenca sedimentaria se ha caracterizado por la persistente subsidencia de su parte central que conforma la planicie abisal, debido a las condiciones térmicas de la litosfera durante el proceso del fallido apertura oceánica, y más tarde a la carga de sedimentos que llenaron la cuenca progresivamente con gruesas cuñas de estratos clásticos a lo largo de los márgenes norte, noroeste y sur [Salvador,1991].

El abanico submarino del Mississippi es la estructura sedimentaria más prominente en la zona abisal, que encuentra al noreste del Golfo de México y que se extiende hacia el fondo abisal, desde la base de la plataforma continental de Louisiana. Los canales formados por el abanico del Mississippi, están asociados con los principales sistemas de corrientes de turbidez del piso abisal.

El origen del Golfo del México ha sido motivo de gran polémica, ya que los procesos tectónicos evolutivos se han relacionado al desplazamiento del bloque de Yucatán ocurrido desde el Triásico Tardío hasta el Cretácico Temprano [Salvador,1991]. Existen varias hipótesis acerca de la apertura oceánica (*rift*) del Golfo de México, entre las cuales destacan: (1) la de *Hall (1982)* quien propone un movimiento dextrógiro del bloque de Yucatán; (2) la de *Klitgord (1984)* quien propone un movimiento hacia el Suroeste del bloque de Yucatán y la apertura del golfo al esparcimiento NW-SE del piso oceánico del Atlántico Norte; (3) la de *Pindell (1985)* que propone un movimiento sinextrógiro del bloque de Yucatán; (4) la de *Salvador (1987)* describe un movimiento oblicuo del bloque de Yucatán; y mientras *Hall y Najmuddin (1994)* sugieren que el bloque de Yucatán se alejó del bloque de Norte América con un movimiento sinextrógiro y en una dirección de NNE-SSW.

En los últimos lustros años, ha habido un interés particular en estudiar los recursos del lecho marino en la zona internacional del Polígono Oriental del Golfo de México que conforman los límites de la zona exclusiva económica de Cuba, E.U.A. y México, referida también como el “*hoyo de dona oriental*”, que esta considerada con un gran potencial de almacenamiento de hidrocarburos, lo que hace que esta área sea de carácter estratégico para el país.

Desde 1960, las pocas campañas oceanográficas organizadas por diferentes instituciones oceanográficas (*Scripps Institution of Oceanography, Woods Hole Oceanographic Institution, Lamont-Doherty Earth Observatory*) solo tuvieron el objetivo de adquirir a grandes rasgos datos geofísicos que comprende registros magnéticos, sísmicos, batimétricos y gravimétricos en la zona internacional del Polígono Oriental.

1.2. Objetivos

El Golfo de México es una cuenca oceánica semicerrada dentro de la Placa Norteamericana, su diámetro es de aproximadamente 1,500 [km], su área cubre más de 1,500,000 [km²] y tiene tirantes de agua de hasta 3,750 [m] de profundidad [Salvador,1991]. Esta cuenca se localiza en el hemisferio Norte, al Occidente del Océano Atlántico, entre 18°N a 30°N y entre 99°W a 82°W. Sus márgenes están limitados al Este por la Isla de Cuba, al Sur y SE por la Península de Yucatán, al SW y Oeste por la línea costera de México, al Noroeste y Norte por el territorio de los E.U.A. y al Noreste por la Península de Florida. El Golfo de México esta comunicado con dos accesos al Océano Atlántico, uno a través del Cañón de Yucatán y el otro a través del Estrecho de Florida. Su principal corriente oceánica es la Corriente del Lazo, proveniente del Mar Caribe a través del Canal de Yucatán, saliendo por el Estrecho de Florida hacia el Océano Atlántico.

Los datos adquiridos para esta investigación fueron obtenidos de dos campañas oceanográficas, abordo del B/O Justo Sierra. La primera campaña oceanográfica es SIGSBEE-11, que se realizo en 2008, y la segunda es SIGSBEE-13 en 2010. En ambas campañas se llevo a cabo un registro continuo de mediciones magnéticas de campo total, perfiles sísmicos de reflexión de alta resolución del subsuelo del lecho marino, un levantamiento batimétrico multihaz, del relieve del piso oceánico y un mosaico de imágenes de retro dispersión acústica de la litología superficial y sus rasgos morfológicos.

En esta tesis se han planteado dos objetivos:

- Reconocimiento del relieve del lecho marino del polígono oriental en el Golfo de México y su influencia sedimentaria con el complejo deltaico del río del Mississippi.
- Por medio de la correlación de los datos magnéticos marinos obtenidos en dos campañas oceanográficas realizadas por la UNAM, corroborar los modelos propuestos y establecidos sobre la evolución de la apertura del Golfo de México.

2. ANTECEDENTES

2.1. Fisiografía de la Cuenca del Golfo de México

La cuenca sedimentaria del Golfo de México se localiza en el margen occidental del Océano Atlántico del hemisferio norte, entre los 18°N a 30°N y los 99°W a 82°W. El Golfo es una cuenca con accesos por el oriente a través del canal de Yucatán y el estrecho de Florida. Sus márgenes están conformados desde el Este por las costas de la Isla de Cuba, al Sureste por la Península de Yucatán, al Sur, SW y Oeste por las costas del territorio Mexicano, al NW, Norte y NE por las costas del territorio de los E.U.A. La cuenca tiene una forma casi-circular, con un diámetro de cerca de 1,500 km, comprendiendo una superficie aproximada de 1,500,000 km² y con profundidades de hasta 3,750 m [Salvador, 1991]. La principal corriente oceánica que circula dentro del Golfo de México es la Corriente del Lazo, proveniente del Mar Caribe a través del Canal de Yucatán y circulando a través del Estrecho de Florida hacia el Océano Atlántico.

La fisiografía del relieve batimétrico de la cuenca del Golfo de México está conformada inicialmente por los procesos geológicos de apertura "*rifting*" (que incluye la extensión, subsidencia y el desarrollo de plataformas carbonatadas) de la cuenca y su asociación con los cambios eustáticos del nivel del mar; posteriormente por el movimiento salino en forma diapirica, resultado de la gran carga de depósito de sedimentos, deslizamiento de enormes masas de sedimentos por gravedad en su talud "*slumping*", y estratificación de los depósitos sedimentarios por densidad que fueron transportados por flujos turbidíticos a través de los cañones submarinos [Bryant et al., 1968].

2.2. Provincias Fisiográficas del Golfo de México

El borde estructural de la cuenca del Golfo de México está conformado tres grandes provincias que son caracterizadas por la litología del subsuelo: (1) La provincia del margen Noroeste, comprendida desde el noreste de México a Alabama y que se subdivide en una zona interior y una zona costera; (2) Las provincias de los bancos carbonatados en el Este, que conforman las plataformas de Florida y Yucatán y (3) La provincia del margen compresional al Oeste, que se extiende desde el Istmo de Tehuantepec hasta el noreste

de México. A su vez, estas provincias se pueden subdividir en regiones fisiográficas terrestres y marinas.

Regiones fisiográficas terrestres

La fisiografía de las provincias en las regiones terrestres son conformadas por dos litologías contrastantes: (1) Al Este y Sureste, la región terrestre que incluye a las penínsulas de Florida y de Yucatán, que a su vez están conformadas por bancos de rocas carbonatas y (2) Al Noroeste y Oeste, los márgenes terrestres que contienen sedimentos siliciclásticos terrígenos. Las planicies costeras son muy extensas al Norte y Noreste de la cuenca, donde están dominadas por los valles del río Mississippi y del río Grande.

En general, las elevaciones de las penínsulas de Yucatán y Florida no superan los 100 m sobre el nivel del mar; estas penínsulas son las partes emergentes de dos grandes plataformas carbonatadas. Sus relieves topográficos muestra una estructura plana, producto de las secuencias de carbonatos acumulados desde el Cretácico al Cenozoico. En la península de Yucatán, estas secuencias alcanzan espesores entre 3,000 m y 4,000 m; mientras que para el sur de la península de Florida tiene hasta 7,000 m. La mayor parte de la península de Yucatán carece de drenaje fluvial superficial y presenta cuerpos de aguas superficiales solo en los cenotes; mientras que la superficie de la península de Florida es esculpida por una red de canales bajos.

Regiones fisiográficas marinas

Las regiones fisiográficas marinas se conforman, desde su margen hasta su interior: en plataforma continental, el talud continental y la planicie abisal. Al Norte, Sur y Este se encuentra la plataforma continental que es la parte más somera. Estas plataformas son muy amplias, con anchuras de hasta 170 km; mientras que en la región Occidental de México, donde se encuentra el Complejo Volcánico de los Tuxtlas, tiene una extensión menor a 13 km. Los bancos carbonatados de las plataforma de Yucatán y Florida tienen profundidades muy someras alcanzando los 200 m a los 800 m en lo más profundo, y se extiende desde la costa hasta más de 300 km en Yucatán y 250 km en Florida [Mallory and Hurley, 1970].

El Banco de Campeche está conformado de estratos de evaporitas y calizas que fueron depositados durante el Cretácico Temprano, a consecuencias del proceso de *rifting*, favoreciendo el crecimiento de los arrecifes y formando bancos biogénicos y cordones litorales calcareníticos en un mar somero de bajas latitudes. El escarpe de Campeche separa abruptamente el banco de las provincias más profundas que conforman a la Planicie de Sigsbee, del campo de los domos salinos de Campeche. El cañón de Campeche es el límite entre la plataforma carbonatada de Yucatán y la provincia de los domos salinos de Campeche. La lengua de Veracruz es un cañón que separa la provincia de los Domos de Campeche del Talud Oriental de México. El Banco de Florida se encuentra en el margen continental al oeste de la Florida, conformado por estratos de evaporitas y calizas similares a los de la Plataforma de Yucatán. Las estructuras arrecifales son características comunes en esta zona.

El talud continental de Texas y Lousiana muestra un relieve batimétrico ondulante que contrasta con lo abrupto de los escarpes de las plataformas de Campeche y Florida. El cañón del Soto en el talud del Norte, es un valle de erosión que marca el límite entre las provincias siliciclásticas terrígenas del Oeste del Golfo de México y la plataforma carbonatada de Florida. El escarpe de Florida separa abruptamente la plataforma continental que conforma el banco de las provincias más profundas que conforman al Abanico del Mississippi y la Planicie de Florida.

La planicie Abisal de Sigsbee es una región extremadamente plana que se extiende 450 km a lo largo y 290 km de ancho, cubriendo un área de 103,600 km². En su interior, las planicies son rellenos de la sedimentación pelágica y los abanicos son productos de las grandes descargas de turbiditas transportadas hacia la planicie de la cuenca [Bryant et al.,1968]. La planicie tiene una base de sedimentos pelágicos con un espesor de hasta 9 km; la fuente principal de los sedimentos terrígenos en el Mioceno provinieron del río Grande y en el Plioceno y Pleistoceno, provinieron del río Mississippi. También el piso de esta planicie en su parte norte ha sido recientemente afectado por las turbiditas provenientes del cañón del Mississippi.

El abanico del Mississippi es la estructura sedimentaria más prominente en la zona abisal, como resultado de los enormes depósitos de turbiditas que fluyen desde la desembocadura del Río Mississippi.

2.2.1. Abanico del Mississippi

El abanico del río Mississippi se encuentra al noreste del Golfo de México y se extiende hacia el mar, desde la base de la plataforma continental de Luisiana hasta profundidades abisales. Su forma de abanico ha sido resultado de las enormes cantidades de turbiditas que se han depositado desde el Cuaternario y se han extendido hasta una distancia de más de 600 km del delta del Río Mississippi, alcanzando a las planicies abisales de Sigsbee y de Florida. Su área abarca más de 290,000 km² con un volumen de aproximadamente 300,000 km³. En su parte central, el espesor de sedimentos depositados es de aproximadamente 4,500 m, con un tirante de agua de aproximadamente 2,500 m en la base del talud continental [Stuart y Caughey, 1976; Moore et al., 1978].

Bates (1953) es el primero en reconocer que el abanico submarino del Mississippi, es una gran acumulación de sedimentos provenientes del delta subaéreo, y dos años más tarde, Fisk y Mc Farlan (1955) presentaron un estudio más detallado del delta del Río Mississippi desde el Pleistoceno Tardío, acentuando que la interacción de los procesos fluviales del delta fluvial y los procesos eustáticos que han inducido a que el nivel del mar haya descendido con respecto al actual.

La forma de abanico del Mississippi consiste en varias salientes en forma de lóbulos (Figura 1); cada uno tiene una forma alargada y están conectadas al cañón submarino que atraviesa la plataforma y el talud continental, llevando grandes flujos masivos de sedimentos que en su parte final son depositados como secuencias de turbiditas. Las corrientes de turbidez son corrientes de densidad, que aportan grandes volúmenes de sedimentos siliciclásticos en aguas profundas; la densidad de estos sistemas de flujos es causada por sedimentos en suspensión, en la que las corrientes más grandes pueden mover muchos sedimentos en el fondo [Normark et al, 1993]. El complejo del abanico lobular submarino del cañón del Mississippi básicamente ha sido formado por los depósitos apilados sobre los bancos de canales.

Bouma et al., 1986, divide el complejo del abanico lobular en cuatro regiones según su morfología:

1. Cañón submarino: La fisiografía del abanico está caracterizada por el relieve topográfico de un cañón submarino (Cañón submarino del Mississippi), que muestra una cuenca elevada con un graben en su parte central con paredes escarpadas, que han sido erosionadas por las turbulentas corrientes cargadas de sedimentos gruesos y finos (turbiditas). El cañón submarino atraviesa a las tres provincias fisiográficas del abanico, caracterizado por diferentes estructuras sedimentarias; esta distribución es el resultado de las turbiditas que fluyen en los canales [Moore et al., 1978].

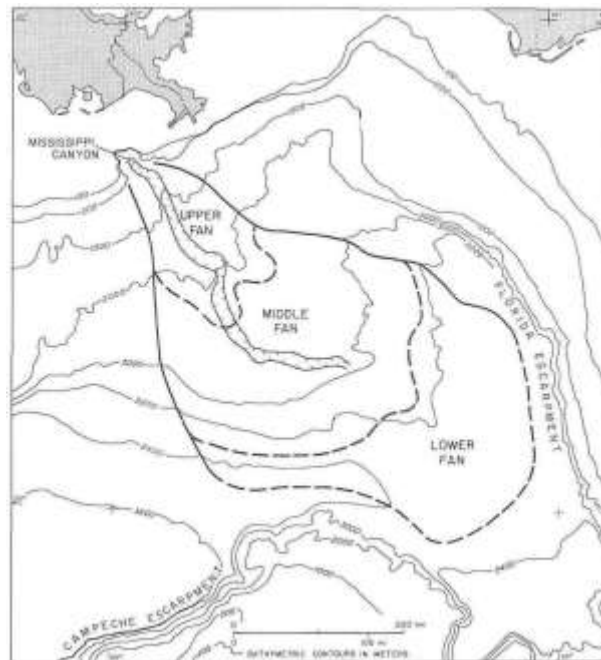


Figura 1. Abanico del Mississippi [Salvador, 1991].

2. Abanico superior “upper fan”: Se ubica en la rompiente entre, la planicie de la plataforma continental y la parte superior del talud, en donde cubre extensivamente una gran área y es erosionada por los canales. Estos procesos llegan a tener tirantes de agua entre 1,300 y 2,500 metros de profundidad; su topografía está caracterizada por montículos pequeños, referidas como formas “hummocky”. Este canal es el más joven, formado en el Wisconsiniano Tardío.

3. Abanico medio “middle fan”: Tiene forma convexa en secciones transversales, con canales de forma senoidal que atraviesan a lo largo del talud; su estructura principal, es un

depósito lobular amplio con una superficie lisa, moderadamente y se compone de un complejo masivo de canales rellenos por sus niveles naturales, con desbordamientos laterales sobre sus bordes por turbiditas intercaladas. El canal central que se encuentra en el talud, mide aproximadamente 3 km a lo ancho; muestra en varios segmentos su fondo del lecho marino y sus profundidades de la columna de agua que varían de los 2,200 a los 2,300 m; su morfología es producto de una migración lateral. Este canal es caracterizado por tener depósitos de arena que forman la parte básica del canal y son recubiertos por sedimentos de granos finos.

4. Abanico inferior “lower fan”: Es una zona que tiene varios canales, uno activo y otros abandonados; que varían de los 3,100 a los 3,400 m de profundidad. La superficie del abanico inferior es casi plana, con una suave inclinación en su pendiente hasta la planicie abisal hacia el Sureste y Suroeste. Esta caracterizado por tener numerosos canales pequeños de poca profundidad agrupados en la base del abanico, los cuales han cambiado a través del tiempo [Moore et al., 1978]. El área de estudio de las campañas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13, se ubica en esta zona.

Stuart and Caughey, (1976), mencionan que la procedencia del abanico submarino del Mississippi proviene de las provincias del delta submarino del río Mississippi, donde el Cañón submarino corta a través del talud continental y cubre un área de más de 300,000 km², con un volumen de cerca de 290.000 km³ y que se extienden por unos 600 km longitudinales. El abanico submarino del Mississippi es el principal portador de sedimentos terrígenos al Polígono Oriental del Golfo de México.

2.3. Origen y Evolución de la Cuenca del Golfo de México

2.3.1. Precámbrico y Paleozoico

A finales del Precámbrico y principios del Paleozoico da inicio la apertura del Océano Proto Atlántico [Thomas, 1977; Thomas, 1988], iniciando con la ruptura de un súper continente precámbrico y dando como resultado la apertura del Atlántico (Figura 2). El evento se llevó a cabo a lo largo un sistema de aperturas “*rifts*” con una orientación al NE, que fue compensado por dos fallas transformantes con tendencia al NW [Thomas, 1991]. Tomas (*op. cit.*) llamo estas fallas como: (1) Alabama-Oklahoma (extendiéndose desde

Alabama hasta Oklahoma) y (2) Transformada de Texas (paralela al curso inferior del Río Grande). Se cree que estas fallas transformantes forman parte de la placa de Norte América, después de la apertura.

Durante el Paleozoico (Cámbrico, Ordovícico o Silurico), después de la apertura del Océano Proto-Atlántico, la sedimentación se llevó a cabo sobre el margen de la placa continental de Norte América y a lo largo de la parte sumergida de esta forma irregular, del margen pasivo, así como en la frontera de aguas profundas del Proto-Atlántico.

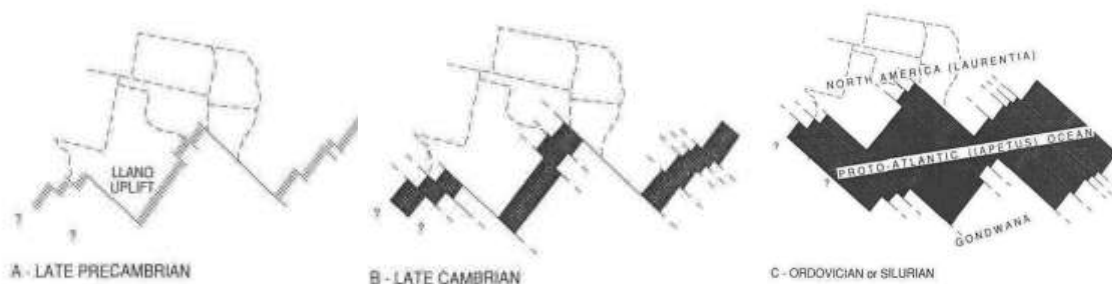


Figura 2. Apertura del Océano Proto-Atlántico, (a) Precámbrico Tardío, (B) Cámbrico Tardío y (C) Ordovícico o Siluriano [Thomas, 1988].

2.3.2. Mesozoico

A la ruptura de Pangea temprana y la etapa inicial de la formación de la cuenca del Golfo de México, se les conoce como la Etapa de Apertura "*the rift stage*". Esta etapa duró unos 50 millones de años, abarcando del Triásico Tardío al Jurásico Tardío. Esta primera etapa se caracterizó por la prevalencia de deformaciones tensionales, resultado del desarrollo de sistemas complejos de fosas tectónicas lineales, referidos como "*linear grabens*" y "*grabens*" [Salvador A., 1991].

La primera indicación de que el agua de mar llegara a la presente Cuenca del Golfo por el centro de México es la aparición de lugares con grandes volúmenes de sal que se fueron acumulando desde finales del Jurásico Medio hasta principios del Jurásico Tardío. La formación de cuerpos hípersalinos en el interior de la cuenca indican que se tenía una comunicación limitada al océano, donde la tasa de evaporación excedía el volumen de ingreso de agua marina [Salvador, 1987].

También en la etapa de apertura de la formación de la Cuenca, involucra el inicio del desplazamiento del bloque cortical de Yucatán, apartándose del macizo principal de la

placa de América del Norte, como resultado del estiramiento y adelgazamiento de la corteza continental. El emplazamiento de la corteza oceánica y la expansión del fondo oceánico comenzaron conjuntamente con el desplazamiento del bloque de Yucatán. El tiempo de emplazamiento de la corteza oceánica puede establecerse en base a la distribución y edades de los depósitos de evaporitas.

Existen varias interpretaciones del desplazamiento del bloque de Yucatán, pero evidencias de alineaciones magnéticas en el interior de la cuenca, podrían ayudar a identificar la geometría de la expansión "*spreading*" oceánico asociado a la apertura de la Cuenca del Golfo de México. Estas posibles alineaciones correspondientes a las formaciones basálticas en una corteza oceánica están cubiertas por sedimentos con espesores entre 10 y 15 km en la parte central de la cuenca. Estas anomalías magnéticas en la cuenca son de baja amplitud y carecen de un patrón de orientación [Salvador, 1991].

2.3.3. La Corteza en la Cuenca del Golfo de México

El basamento cortical de la cuenca del Golfo de México, se encuentra en la base de la sección marina del Mesozoico, sus profundidades varían de los 8 a los 70 km. La superficie en esta base representa la configuración general de la cuenca moderna del Golfo de México. La Figura 3 muestra los tipos de corteza de la Cuenca, compuesta por la continental, transicional y oceánica.

Corteza Continental: Rodea el Golfo de México y es la que precedió a la formación de la cuenca. Se cree que la mayor parte de la corteza continental, se formó antes del Jurásico Medio. En algunos lugares, esta corteza es afectada solo en la fase del *rifting* durante el Triásico Tardío hasta principios del Jurásico Temprano.

Corteza Transicional: Originalmente era corteza continental que fue alterada durante el *rifting* del Jurásico Medio y Jurásico Tardío, como resultado de que fue extendida y adelgazada y probablemente metamorfoseada por estar en contacto con la fuente magmática. La corteza transicional puede ser dividida en corteza transicional gruesa y delgada. La corteza de transición gruesa se adelgazó muy poco durante el periodo de *rifting*, mientras que la corteza delgada fue mayor el adelgazamiento durante el *rifting*.

Dentro de la corteza de transición gruesa hay muchos bloques que aparecen relativamente sin adelgazar pero están rodeadas de regiones de mayor adelgazamiento, esta corteza se encuentra cerca de la corteza continental en la periferia de la cuenca (Figura 3). El espesor de la corteza gruesa varía al rededor de los 20 km.

La corteza de transición delgada fue adelgazada uniformemente, sin mucha variación lateral. A diferencia de la corteza de transición gruesa, la corteza de transición delgada se encuentra más hacia el centro, entre la corteza oceánica y la transición gruesa, en esta área se encuentran las estructuras del Mesozoico (tendencias de fallas y transformadas) que probablemente se asocian con el oriente de la apertura del Jurásico Tardío del Golfo de México [Thomas, 1988]. El espesor de esta corteza varia de 8 a 15 km y tiene velocidades entre 6,4 a 6,8 km/seg [Ibrahim, et al., 1981].

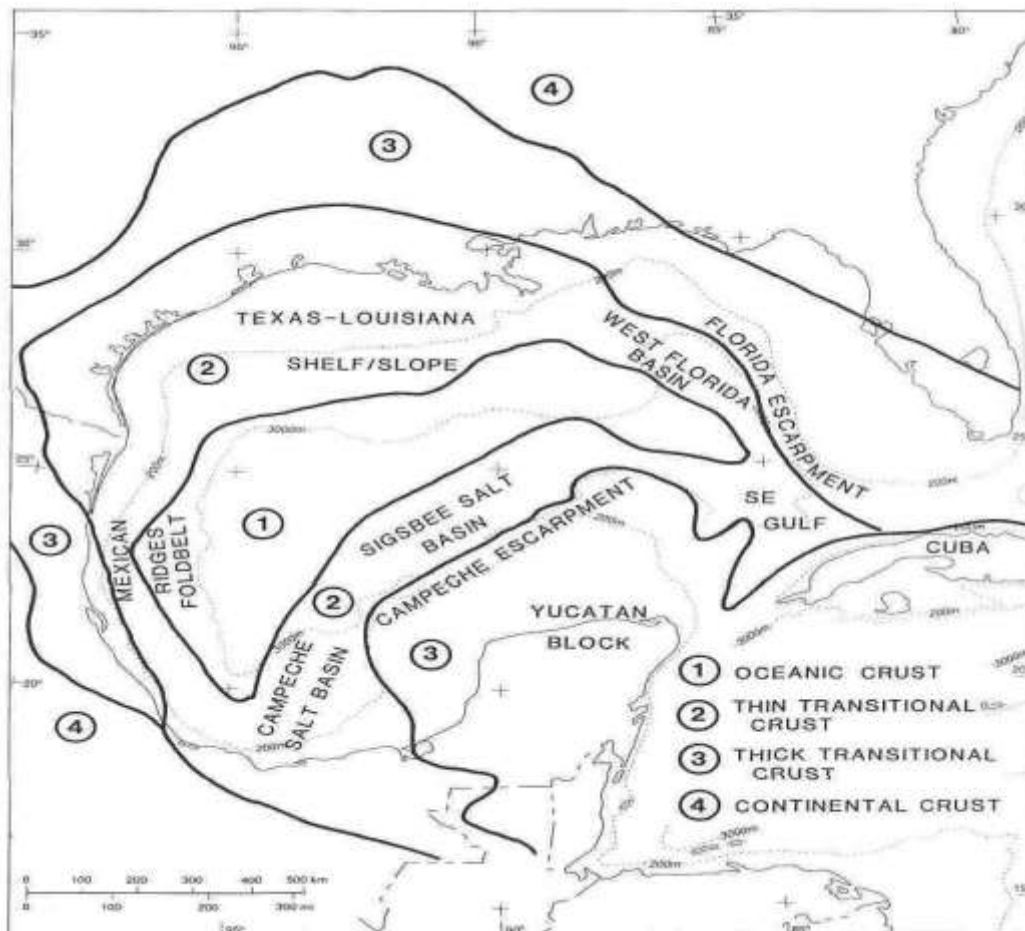


Figura 3: Distribución de los tipos de corteza: (1)oceánica, (2) transicional delgada, (3) transicional gruesa y (4) continental; así como las principales provincias tectónicas; [Buffler, 1991].

La zona de transición del *rifting* es difusa en los márgenes de la cuenca. Al cesar la expansión del piso oceánico, la corteza transicional y oceánica se enfrió y se hundió, lo que permitió un mayor depósito de secuencias sedimentarias en la cuenca.

Corteza Oceánica: Se formó bajo la profunda cuenca del Golfo de México durante el Jurasico Tardío [Buffler, 1985]. El espesor de esta corteza generalmente es de 5 a 6 km y se caracteriza por tener velocidades de refracción, entre 6.8 a 7.2 km/s. Varios autores proponen que la corteza oceánica en las parte occidental y central de la cuenca fue emplazada durante el Jurasico Tardío, como resultado del *rifting* entre la corteza subyacente de los bloques de la península de Yucatán y Norte América. Las profundidades del basamento acústico en la cuenca oriental y central corresponden a la parte superior de la corteza oceánica, inferidos de los perfiles de refracción sísmica [Buffler et al., 1981; Ibrahim et al., 1981]. La interface sedimentos-corteza es una superficie irregular, cubierta por secuencias sedimentarias uniformemente depositadas en aguas profundas. Ibrahim et al., (1981) proponen que esta superficie acústica está compuesta por almohadillas de basaltos y diques de basalto. La expansión del piso oceánico probablemente continuó entre 5 a 10 millones de años [Buffler y Sawyer, 1985].

2.3.4. Secciones Sísmicas de la Corteza en el Golfo de México

En la década de los 50s y 60s, se realizaron varias campañas oceanográficas de diferentes instituciones en la cuenca del Golfo de México. Estas campañas adquirieron datos de sísmicas de refracción, con los cuales se obtuvieron secciones sedimentarias, velocidades de los estratos y estructuras de las profundidades del Golfo [Buffler, 1991].

Salvador y Buffler (1991), hacen una recopilación de los datos sísmicos presentando una visión amplia de la estructura de la cuenca profunda y la historia geológica. La figura 4 muestra dos secciones transversales que cruzan la cuenca del Golfo de México. El perfil A va del oeste del territorio mexicano a la península de Florida y el perfil B, se ubica al Noroeste de los E.U.A. hacia el Oeste de Cuba.

El área de estudio de las campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13, se encuentra al Este de la sección sedimentaria del perfil A y al Sur del perfil B (Figura 4). El perfil A tiene

una longitud de 2,000 km mientras que el B de 1,600 km, donde el área de estudio se encuentra ubicada en la parte sur de este perfil.

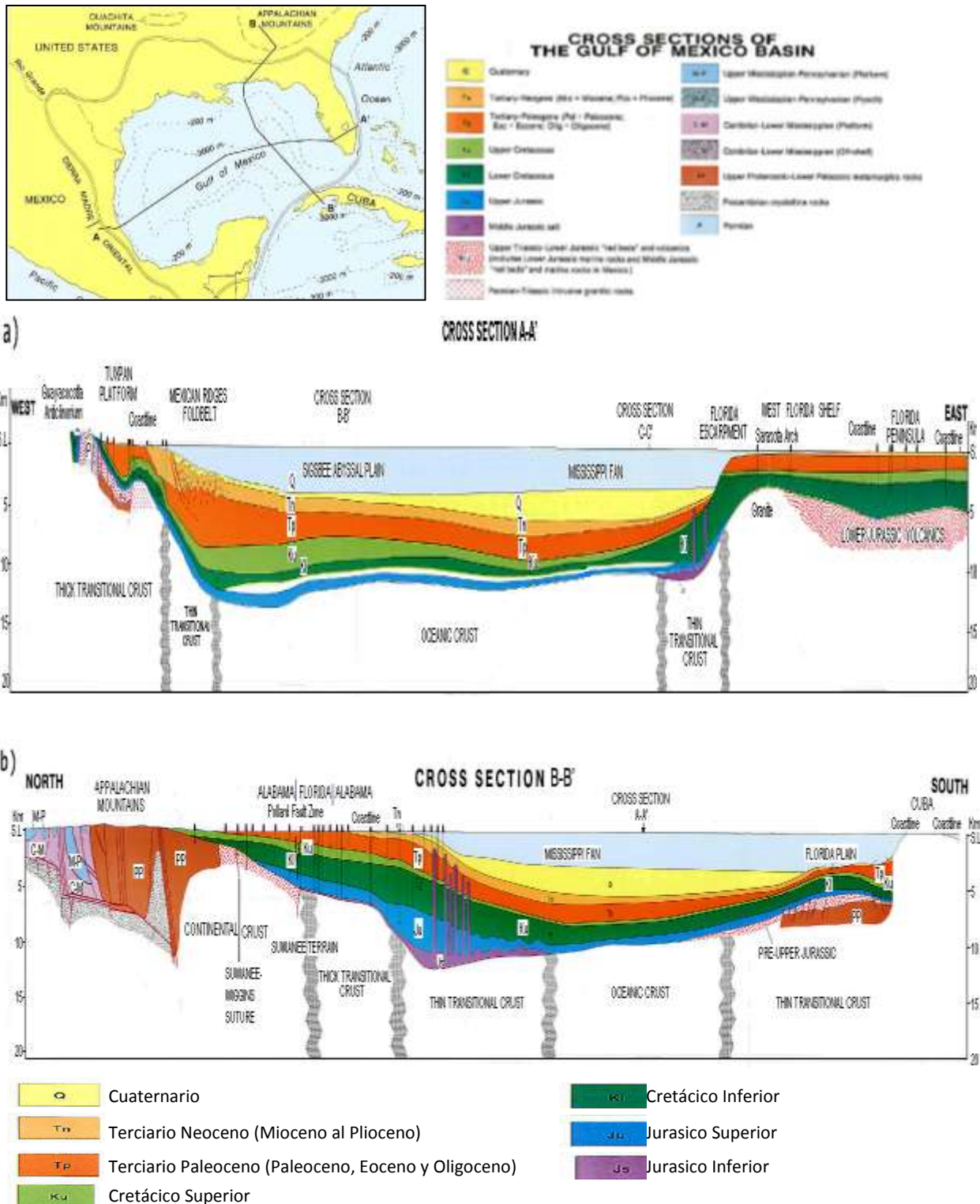


Figura 4. Mapa de las secciones sedimentarias de la Cuenca del Golfo de México. (a) Sección transversal B-B' [Salvador, 1991] y (b) Sección transversal B-B' [Buefler, 1991].

Las secciones sedimentarias del Jurásico Superior, Cretácico y Cenozoico de la cuenca del Golfo de México, fueron depositadas en condiciones notables de estabilidad tectónica [Salvador, 1991] y solamente acompañada por su subsidencia debido a la gran carga de la acumulación de los depósitos sedimentarios. La estratificación de la cuenca fue modificada solo por la deformación local de la sal del Jurásico y por el fallamiento creciente en fronteras de los depósitos.

2.4. Estudios de la apertura del Golfo de México

Determinar el origen del Golfo de México ha sido motivo de controversia, el cual involucra la evolución tectónica de la cuenca del Golfo de México, así como también el desplazamiento del bloque de Yucatán, de su posición original a la actual. Existen varios modelos de apertura del Golfo de México (Figura 5): (1) Movimiento del bloque de Yucatán, paralelo a la dirección de expansión de la placa del Atlántico Norte (Pilger, 1978; Buffler et al. 1980; Klitgord and Schouten, 1980, 1986; Anderson and Schnidt, 1983; Klitgord et al. 1984). (2) Movimiento dextrógiro (con una rotación de 25°) del bloque de Yucatán, iniciando al Sur de Texas situándose en el margen costero de México (Hall et al., 1982). (3) Movimiento oblicuo del bloque de Yucatán, con dirección de la expansión de la Placa del Atlántico Norte (Salvador, 1987). (4) Movimiento sinextrógiro del bloque de Yucatán (Pindell, 1985).

Pindell, (1985) propone un modelo para la placa tectónica mesozoica y la historia temprana de la evolución sedimentaria del Golfo de México (Figura 6). En el Triásico Tardío se da la apertura del Rift, e inicia el desplazamiento de bloques tectónicos a lo largo de zonas de fracturas al Oeste México, seguido de una serie de depósitos salinos, dando inicio al esparcimiento del piso oceánico en el Jurasico Medio. Finalmente en el Jurasico Tardío termina el esparcimiento del piso oceánico en el Golfo de México, y un cambio en la posición del centro del Atlántico Norte (desplazamiento del bloque de Yucatán con respecto a Norte América en sentido anti-horario).

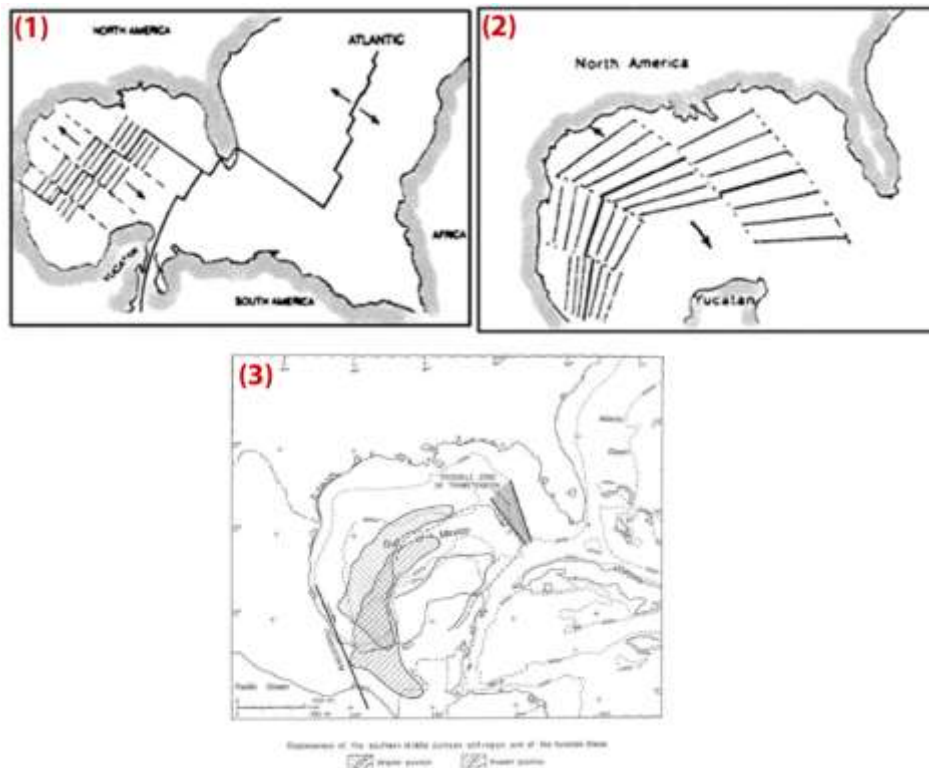


Figura 5. Modelos evolutivos del Golfo de México: (1) Movimiento paralelo a la dirección de esparcimiento de la placa del Atlántico Norte [Pilger, 1978; Buffler et al. 1980; Klitgord and Schouten, 1986; Anderson and Schmidt, 1983; Klitgord et al. 1984]; (2) Movimiento dextrógiro del bloque de Yucatán por Hall [1982] y (3) Movimiento del bloque de Yucatán en forma oblicua a la dirección de expansión de la placa del Atlántico del Norte [Salvador, 1987].

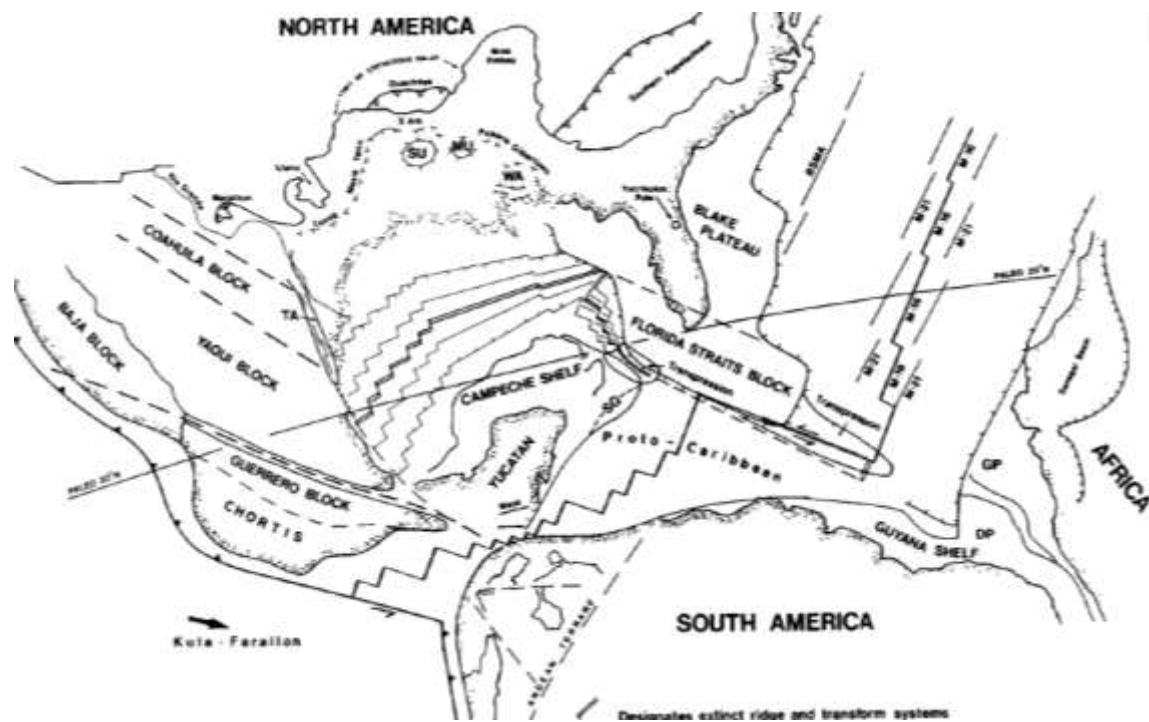


Figura 6: Modelo evolutivo del Golfo de México de Pindel (1985). Describe la geometría del borde norte del cratón de América del Sur, durante el rompimiento cortical y antes del desplazamiento de los bloques tectónicos continentales. Paleografía de la región del Golfo de México.

2.5. Estudios previos en el área de estudio

2.5.1. Estudios en el Polígono Oriental del Golfo de México

En la última década ha habido un interés particular en explorar los recursos petrolíferos del subsuelo marino en la zona internacional del Polígono Oriental, que es conformado por los límites de la Zona Exclusiva Económica (EEZ), entre Cuba, México y E.U.A. en el Golfo de México. Anterior a este década, un número muy limitado de campañas oceanográficas fueron realizadas por varias instituciones estadounidenses, como: (*Scripps Institution of Oceanography, Woods Hole Oceanographic Institution y Lamont-Doherty Earth Observatory*), las cuales adquirieron datos geofísicos que comprendieron registros magnéticos, sísmicos, batimétricos y gravimétricos en la zona internacional del Polígono Oriental. Estos datos proporcionan rasgos estructurales de los elementos que componen la litosfera en la parte central de la cuenca. Los registros son parte de la base de datos del “*Geophysical Data System*” (GEODAS) del “*National Geophysical Data Center*” (NGDC) en Boulder Colorado, E.U.A. [http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/ims/trk_cri.html].

2.5.2. Deep Sea Drilling Project (DSDP) Leg 96

El programa internacional “*Deep Sea Drilling Project (DSDP)*”, fue el primero de tres programas internacionales de perforación científica en aguas profundas. Este programa se llevó a cabo a bordo del buque de perforación, D/V Glomar Challenger, iniciando sus operaciones en 1968. Entre los meses de septiembre y octubre de 1983 se realizó en la parte central del Golfo de México la campaña Leg 96, que es la primera en estudiar la geología de esa zona.

Particularmente el DSDP-Leg 96 se enfocó a estudiar los ambientes sedimentarios del abanico del Mississippi [Bouma et al., 1989]. La Figura 7 muestra los 11 sitios de perforación de la campaña Leg 96, de los cuales 9 de ellos fueron en la parte media e inferior del abanico del Mississippi. De los sitios de perforación se obtuvieron 387 núcleos de sedimentos marinos con profundidades entre 5 y 430 m de la superficie del lecho marino, en tirantes de agua entre 2,200 y 3,300 m. Ninguna de las perforaciones alcanzó a muestrear el basamento oceánico.

Los sitios de perforación en el abanico del Mississippi se dividieron en 5 grupos, basados en sus ambientes de depósito: (1) canal del abanico medio (sitios 621 y 622); (2) sobre el abanico medio (sitios 617 y 620); (3) "*slump-marginal*" se refiere a un área de relleno debido a un deslizamiento marginal (sitio 616); (4) sobre el abanico inferior (623 y 624) y (5) canales del abanico inferior (614 y 615).

El sitio 616 fue perforado en el margen más joven de un lóbulo del abanico en una región descrita como un área de *slump* masivo [Walker y Massingill, 1970]. El sitio 616 se localiza a 70 km en dirección NE del área de estudio y a 50 km al SE del canal central del abanico del Mississippi, penetrando 371 m de profundidad. El núcleo del sitio 616 esta compuesto principalmente de arcilla y una delgada capa de sedimentos (limo y arcilla) que muestra una gama de estructuras sedimentarias. Dentro del *slump* masivo, las unidades más profundas son a menudo separadas por secuencias de capas paralelas, estos sedimentos consisten en láminas delgadas de limos finos, normalmente graduadas e intercaladas por arcillas.

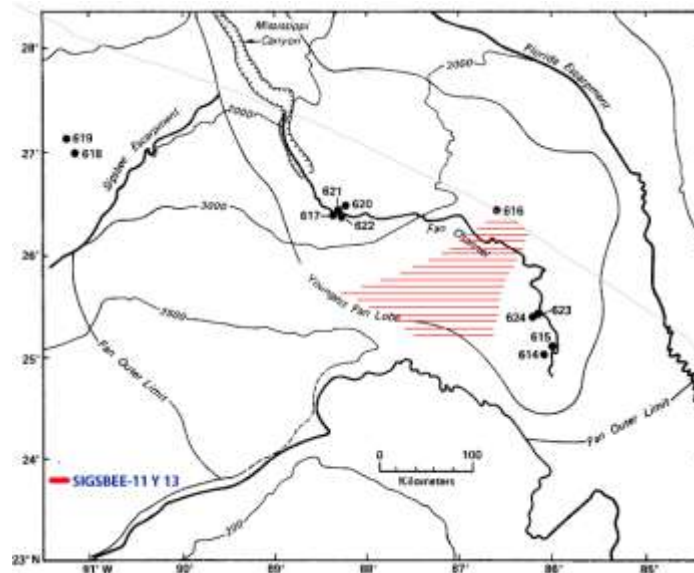


Figura 7. Zona de estudio del proyecto (DSDP). Tomada de [INITIAL CORE DESCRIPTIONS. DEEP SEA DRILLING PROJECT. LEG 96, 1983. Scripps Institution of Oceanography].

Los sitios 623 y 624 se encuentran a una distancia de 30 y 50 km respectivamente en dirección Este del área de estudio y a 2,5 km al Oeste del canal mas reciente del abanico inferior; la distancia entre los sitios 623 y 624 es de 4.8 km al SW. El núcleo del sitio 623 penetró 202 m de profundidad y está conformado en su mayoría de arcilla y limo,

mientras que el sitio 624 penetró 199 m de profundidad, conformado de arcillas y lodos. Los tres sitios de perforación pertenecen al Cuaternario.

2.5.3. Imágenes del Lecho Marino con el sonar sidescan GLORIA

El lecho marino de la Zona Económica Exclusiva de los E.U.A. en el Golfo de México, fueron estudiados por el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS), utilizando el sonar de barrido lateral GLORIA (*Geologic Long Range Inclined Asdic*) de largo alcance lateral. Este sonar mapeó aproximadamente un área de casi 600,000 [km²] de la litología superficial y las estructuras del lecho marinos en la parte norte del golfo de México. Un mosaico de 16 imágenes fue integrado de los barridos del sonar GLORIA (Figura 8).

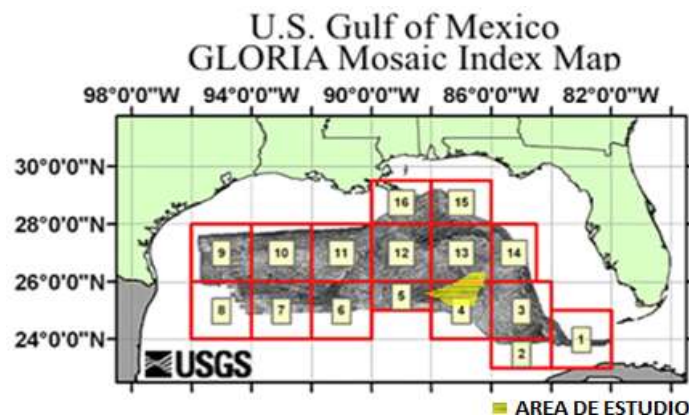


Figura 8. Mapa de los mosaicos que forman la imagen del lecho marino del Golfo de México [obtenidos con el Sonar Sidescan GLORIA durante el programa EEZ-SCAN realizado por el USGS en 1985 y el estudio geofísico marino SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13.

Este mosaico incluye imágenes (4, 5 y 13) del área de estudio, correspondiente al Polígono Oriental. También durante este estudio marino, se registraron valores del campo magnético, perfiles de reflexión sísmica de alta resolución con 3.5 kHz y perfiles batimétricos de 10 kHz.

Este mosaico (Figura 8) proporciona una imagen continua de la litología superficial y estructuras en el lecho marino en el Golfo de México. De estas imágenes, el lecho marino presenta tres estructuras dominantes: (1) en la parte Oeste, el relieve batimétrico está marcado por el Escarpe de Sigsbee, (2) en la sección central por el zigzagueo del cañón y el amplio abanico del Mississippi (este último dividiéndose en cuatro partes: el abanico de la parte superior, el abanico medio, el abanico inferior y el canal cortando al abanico en una serie de meandros con un drenado hacia el Este), y (3) en la zona Este, la plataforma de carbonatos es separada del abanico del Mississippi por el escarpe de Florida.

Además, estas imágenes de GLORIA muestra que los canales en el abanico del Mississippi han cambiado en el transcurso de los tiempos (EEZ-SCAN 85 Scientific Staff ,1987). Twichell et al., (1991) reporta que el canal tiene una estratigrafía compleja, resultado de un episodio de bloqueo y cambio de dirección en el canal del Mississippi y, a la vez, describe a detalle la evolución de uno de estos cambios en la parte baja del abanico.

2.5.4. Estudios Magnéticos en el Polígono Oriental

Hall y Najmuddin (1994) identifican anomalías magnéticas de un levantamiento aeromagnético en el margen oriental del Golfo. El estudio aeromagnético se realizó en la parte Este del Golfo de México y al Sur del delta del Rio Mississippi (Figura 9a), por el Servicio Aéreo de los E.U.A. en noviembre de 1989 [Hall y Najmuddin, 1994]. Este estudio (Figura 9b) adquirió 15,000 km de datos aeromagnéticos a una altura de 300 m sobre el nivel del mar, consistiendo de 42 líneas en dirección Norte a Sur, con un espaciamiento de 12 km entre líneas. Tres líneas vinculadas fueron usadas en los límites Este y Oeste del estudio con un espaciamiento aproximadamente de 110 km. Varias líneas tuvieron diferentes orientaciones y espaciamientos: cinco de ellas cruzaron la parte central del estudio aéreo, teniendo un espaciamiento de 90 km entre ellas.

El magnetómetro utilizado para las mediciones de los valores de intensidad magnética total tiene una resolución de 0.01 nT. El sistema de mediciones totales tiene un nivel de ruido menor a 0.5 nT. Se hizo una reducción del campo geomagnético total, utilizando un modelo IGRF de la época 1985 y una corrección por variación diurna utilizando una estación base ubicada en Houma, Louisiana. El mapa de contornos de anomalías magnéticas obtenido en este estudio, resalta tres rasgos importantes: (1) Amplitudes altas (200-300 nT) manifestando anomalías positivas con dirección de WNW-ESE y otras más, al noreste del área de estudio; (2) Una serie de amplitudes pequeñas (50-150 nT), con anomalías de longitud de onda ancha (30-60 km desde la punta), sobre la parte central del área de estudio y (3) Una persistente anomalía negativa (150-200 nT) a lo largo de la periferia sur del área de estudio (Figura 10).

La calidad de los datos magnéticos aéreos de este artículo, ha permitido definir los límites de la corteza de transición con la oceánica en la parte Este del Golfo de México y propone

un modelo de la apertura del Golfo de México, donde se plantea que el polo de rotación se localizó entre el bloque de Yucatán y la placa de Norte América (24°N , 81.5°W) y sugiere que durante la fase de expansión del piso oceánico de la apertura del Golfo de México en la región Este, tuvo una dirección aproximadamente de NNE-SSW con un desplazamiento sinextrógiro del bloque de Yucatán lejos de Norte América.

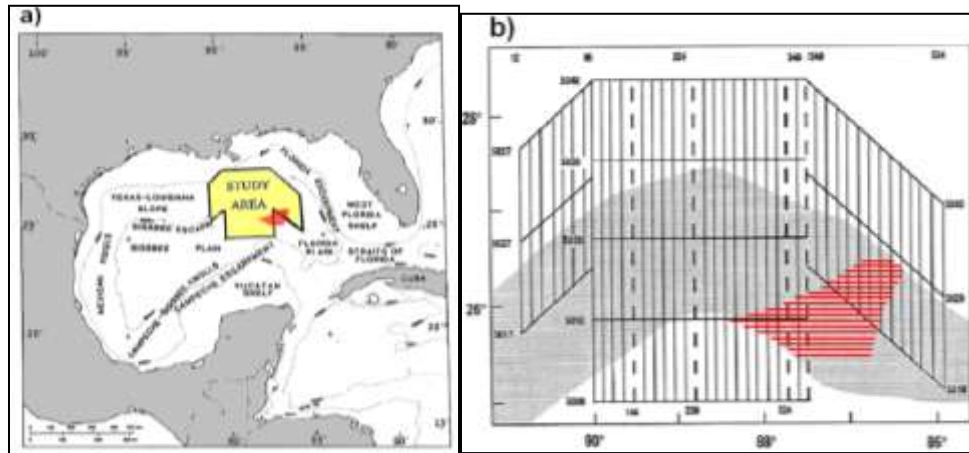


Figura 9. (a) Mapa del estudio aeromagnético en la parte este del Golfo de México realizado por el Servicio Aéreo en Noviembre de 1989. (b) Geometría del estudio aeromagnético. Líneas de vuelos: 42 en dirección norte-sur, 5 al centro, 3 en los límites este y 3 en los límites oeste. [Hall y Najmuddin, 1994].

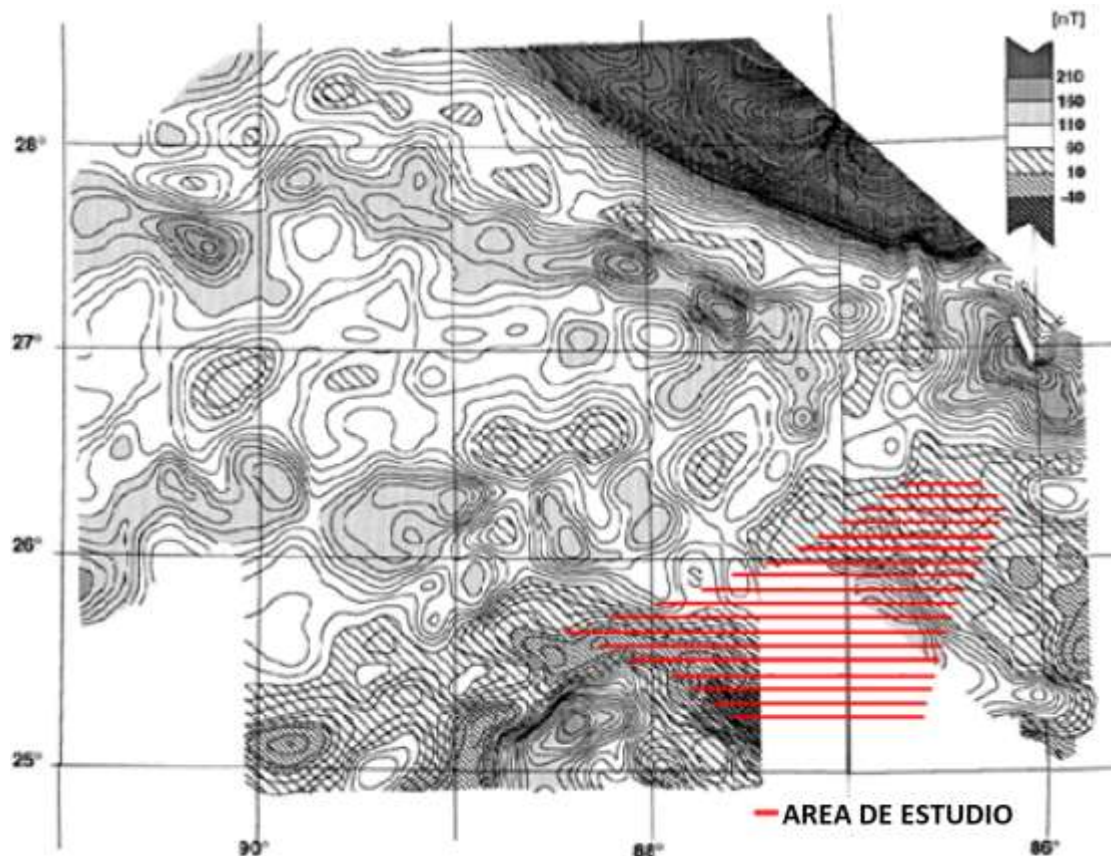


Figura 10. Mapa de contornos de anomalías del campo magnético total al este de la Cuenca del Golfo de México, basado en los resultados del estudio aeromagnético. [Hall y Najmuddin, 1994]

2.6. Área de estudio

El área de estudio (Figura 11) se encuentra dentro de la zona internacional del Polígono Oriental del Golfo de México (referida también como “*hoyo de dona oriental*”), al Suroeste del abanico del Mississippi y al Noreste de la Planicie Abisal de Sigsbee.

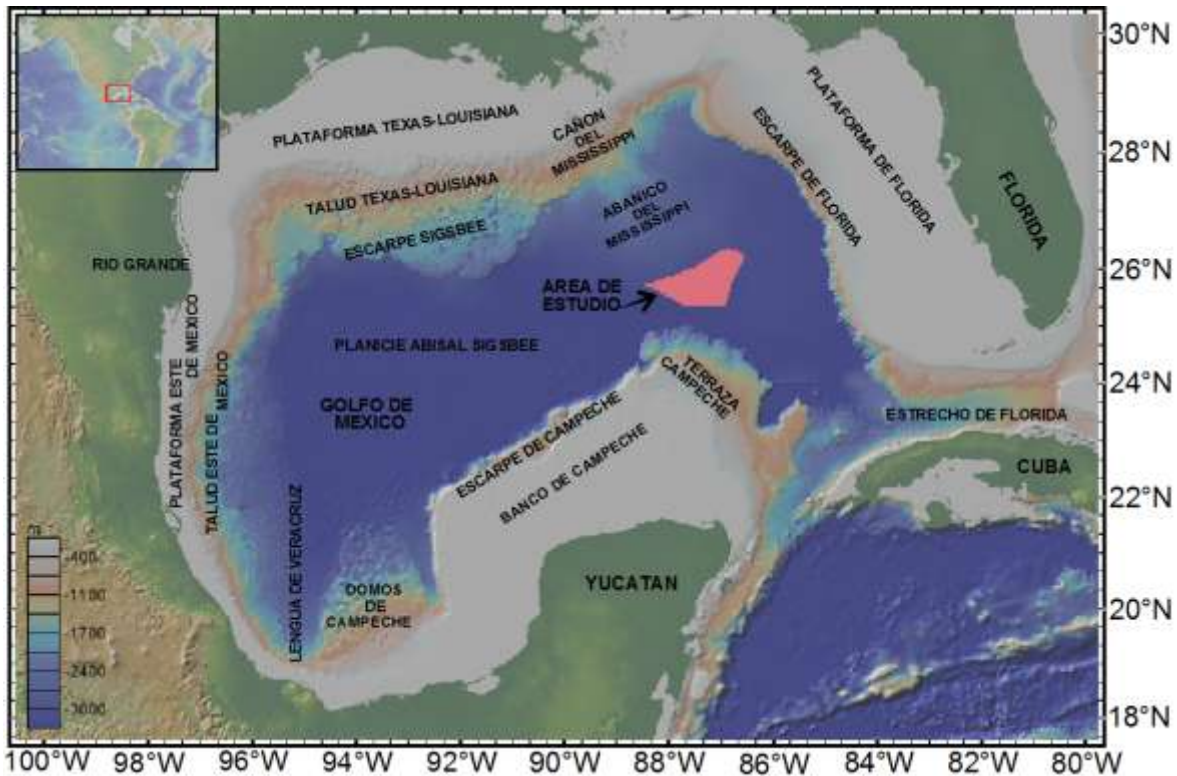


Figura 11. Ubicación del área de estudio.

El levantamiento geofísico en el Polígono Oriental del Golfo de México se encuentra entre las latitudes 25°20'N y 26°40'N, y entre 86°20'W y 88°40'W en longitud, con tirantes de agua que van de los 2,900 m a los 3,500 m de profundidad. Limita con la Zona Exclusiva Económica "ZEE" de Cuba, E.U.A. y México.

3.- METODOLOGÍA

La metodología utilizada en este trabajo de investigación comprende de dos fases; la primera fase corresponde a la adquisición de datos del levantamiento geofísico marino de las campañas oceanográficas (SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13) y la segunda, corresponde al procesamiento de los datos adquiridos en estos levantamientos geofísicos.

3.1. Adquisición de datos

3.1.1. Campaña oceanográfica SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13

Los datos para este estudio geofísico se obtuvieron durante dos campañas oceanográficas a bordo del B/O Justo Sierra de la UNAM, denominadas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13, en 2008 y 2010, respectivamente. Ambas campañas fueron coordinadas por la Dra. Elva Escobar Briones del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM y con la colaboración del Dr. Carlos Mortera Gutiérrez del Instituto de Geofísica de la UNAM.

El levantamiento geofísico de la campaña oceanográfica SIGSBEE-11, se ubicó dentro del Polígono Oriental del Golfo de México, al sur del abanico del Mississippi y al Noreste de la Planicie Abisal de Sigsbee (Figura 12a); su ubicación geográfica se encuentra entre los 25°15' N y 26°20' N y entre los 86°10'W y 88°20'W cubriendo una superficie de 14,357 km². Este levantamiento geofísico constó de 20 perfiles, de los cuales 18 perfiles tienen una orientación de Este a Oeste o inversamente. Los 2 perfiles restantes están orientados de Sur a Norte y de Noreste a Suroeste, respectivamente. El levantamiento geofísico se llevó a cabo entre, el 27 de junio al 4 de julio de 2008 (Figura 12b).

Con el objetivo de tener un 100% de cobertura en los datos del levantamiento geofísico marino en el sector norte del Polígono Oriental del Golfo de México, se realizó un levantamiento geofísico durante la campaña oceanográfica SIGSBEE-13. La zona del levantamiento en SIGSBEE-13, se encuentra ubicada entre los 25°58'N y 26°20'N de latitud Norte y entre los 86°10'W y 87°20'W de longitud Oeste, cubriendo una superficie de 2,497 km² (Figura 12a). En este levantamiento se obtuvieron 19 perfiles de Este a Oeste o inversamente. El levantamiento se realizó entre las fechas del 22 al 26 de agosto del 2010 (Figura 12c).

Corredores de barridos laterales de batimetría multihaz, perfiles sísmicos de reflexión de alta resolución y datos magnéticos del campo total fueron registrados continuamente durante el levantamiento geofísico en ambas campañas. La velocidad de navegación del buque Justo Sierra se mantuvo entre los 6 a 10 nudos náuticos; esto es con la finalidad de evitar la turbulencia generada por el movimiento de la embarcación en altas velocidades y que no afectase el registro de los datos.

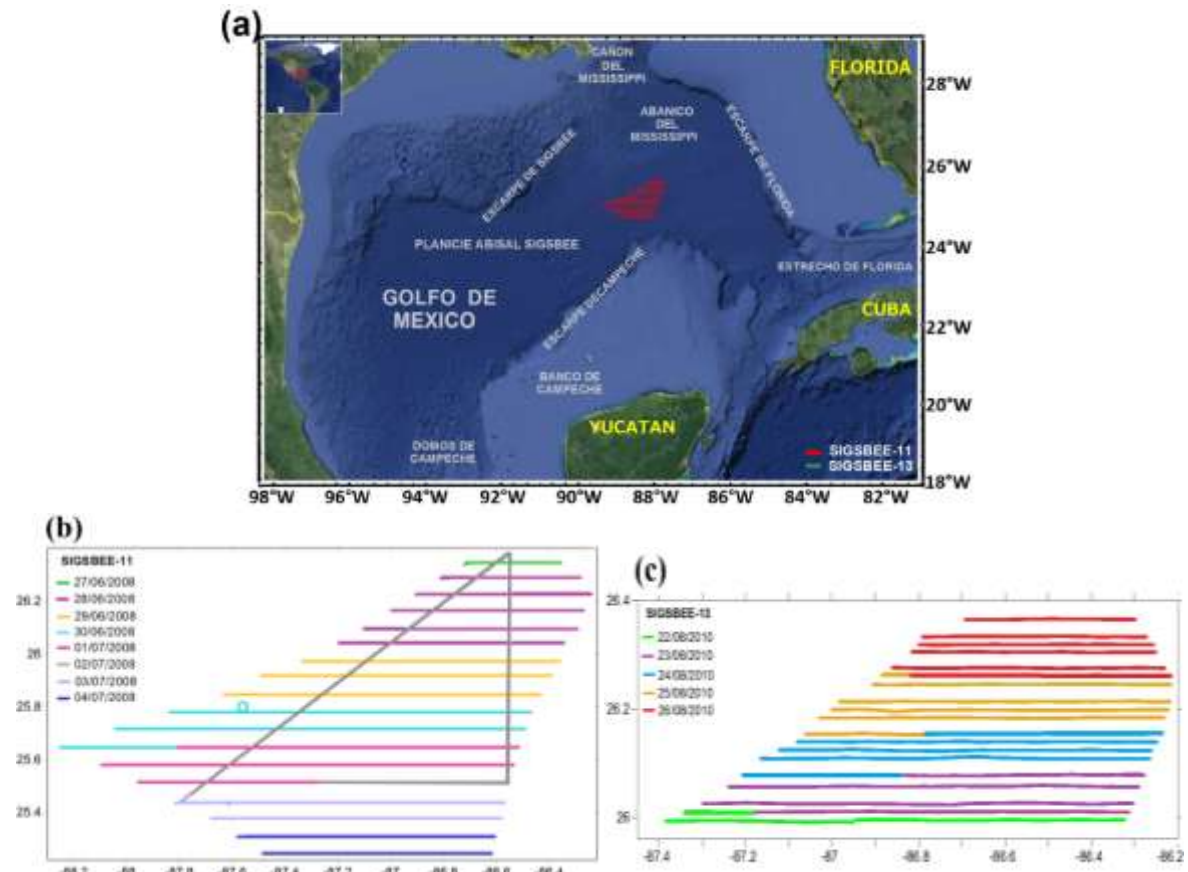


Figura 12: (a) Ubicación de los levantamientos geofísicos marinos de las Campañas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13 a bordo del B/O JUSTO SIERRA; (b) recorrido de la campaña oceanográfica SIGSBEE-11 que comprenden del 27 de junio al 4 de julio de 2008 y (c) recorrido de la campaña oceanográfica SIGSBEE-13 que comprenden del 22 al 26 de agosto de 2010.

Los datos de batimetría multihaz y reflexión sísmica de alta resolución son adquiridos con las ecosondas instaladas en el BO Justo Sierra. El registro de los valores de profundidad y las reflexiones de los estratos en el lecho marino que efectúan estas ecosondas están basados en el mismo principio físico. Esto es: la ecosonda emite un pulso acústico de periodo muy corto que se propaga como una onda en el medio acuático que esta estratificado. La onda al llegar al lecho marino, parte de su energía es reflejada y la otra

parte transmitida al medio que está debajo de la superficie del lecho marino (Figura 13). La Figura 14 muestra los tiempos de arribos de estas ondículas reflejadas que son registrads para el cálculo de los valores de profundidad. También las magnitudes de la energía acústica de los múltiples haces que regresan transversalmente, son registradas para ser integradas en imágenes acústicas de las propiedades litológicas y formas del relieve del lecho marino.

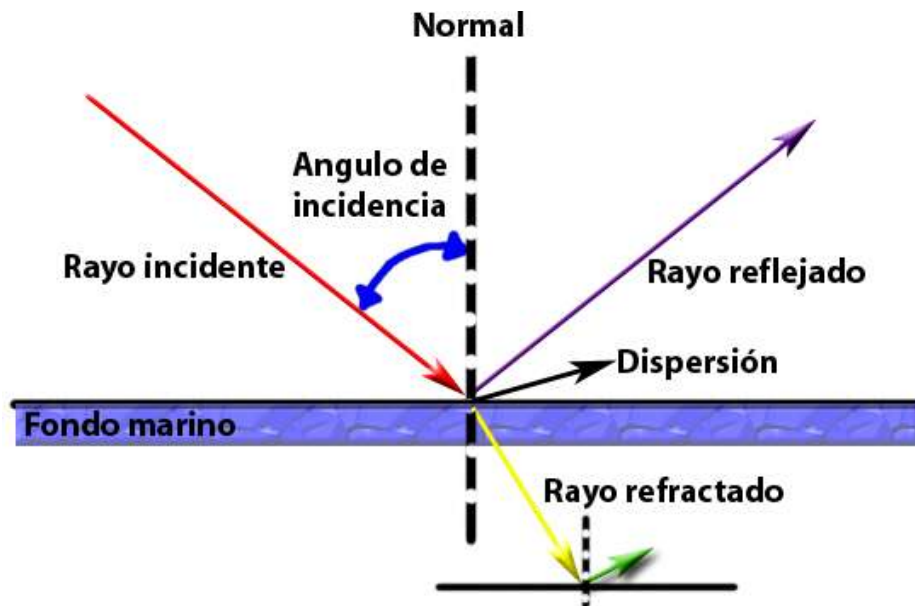


Figura 13. Descomposición de un pulso de sonido en un medio acuático

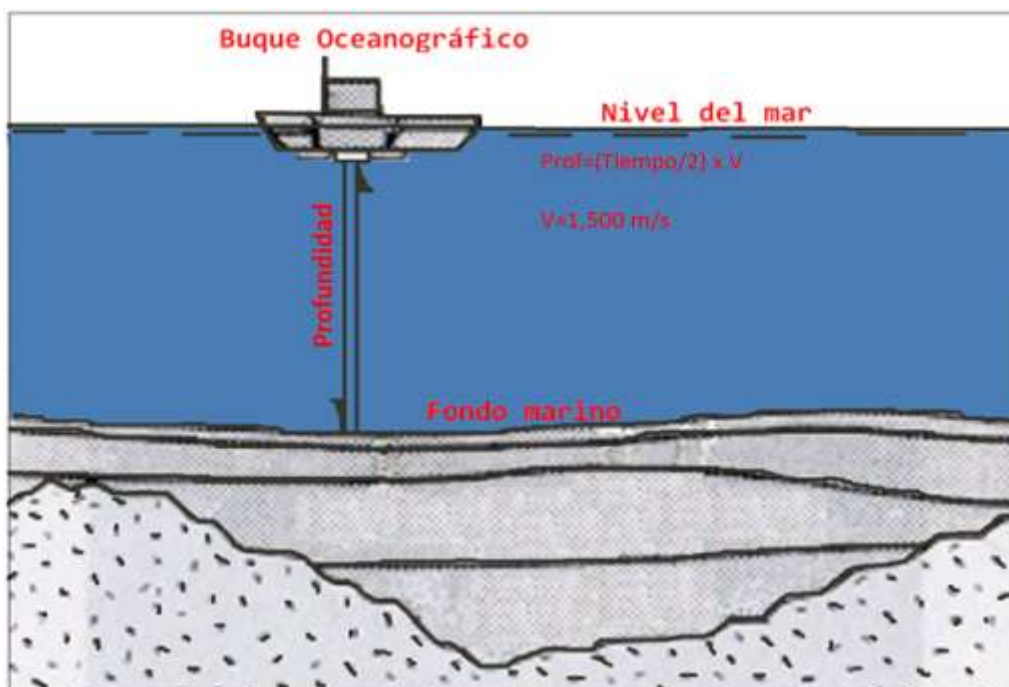


Figura 14. Trasmisión del haz de sonido del buque oceanográfico al relieve del fondo marino modificado de Medwin and Clay, (1998).

Estos sistemas de ecosondeo registran los tiempos de arribo de los ecos de los pulsos emitidos provenientes de varias localidades del piso marino; y conociendo la distribución vertical de la velocidad acústica de la columna del agua (la velocidad acústica a través del agua es considerada constante, aproximadamente 1500 m/s), se pueden determinar los valores de profundidad del fondo marino empleando la siguiente relación física:

$$Z = \left[\frac{T}{2} \right] [V] \text{ -----(1)}$$

Donde:

Z = Distancia que se tiene del dispositivo emisor/receptor al lecho marino (profundidad);

V= Distribución vertical de la velocidad acústica en la columna del agua (1,500m/s) y

T= Doble tiempo de viaje de la onda reflejada

Los datos registrados durante las campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13 están geo-referenciados por el sistema de GPS diferencial y sensores de movimiento marino, SEAPATH 200 de la marca Kongsberg , que proporciona en tiempo real y con precisión, las posiciones del buque, el rumbo del barco y los movimientos del buque (Figura 15), registrando los 3 tipos de movimiento que pudiesen afectar las mediciones, como son:

- 1.- *Roll*, es el balanceo alrededor del eje longitudinal o movimiento que inclina al buque hacia estribor y babor.
- 2.- *Pitch*, es el cabeceo por el movimiento de rotación del eje transversal, o movimiento angular que levanta la proa (parte frontal) del buque.
- 3.- *Heave*, es la traslación vertical sobre el eje z, o variaciones de altitud por consecuencia del oleaje.

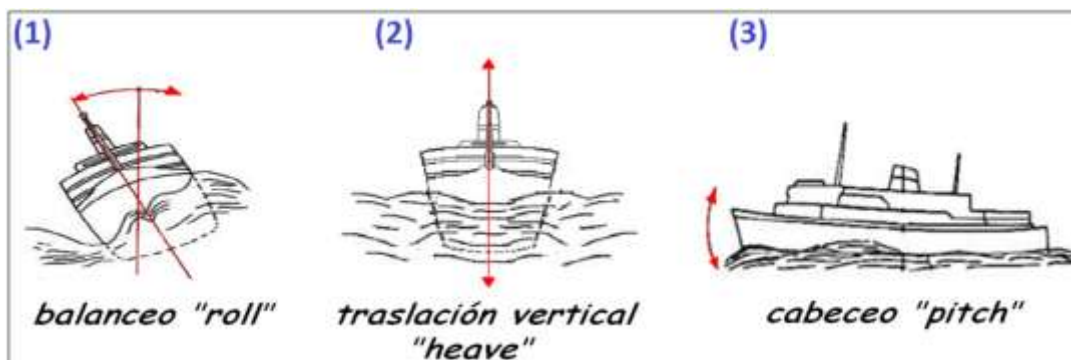


Figura 15: Movimientos del buque; (1) Roll o balanceo; (2) Pitch o cabeceo y (3) Heave o traslación vertical.

3.1.2. Datos de Batimetría multihaz

Para los datos de batimetría de barrido lateral en las campañas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13, se empleó una ecosonda multihaz de 30 kHz, modelo EM300, fabricado por Simrad-Kongsberg (Figura 16), que consiste en:

- 1.- Un arreglo de transductores transmisores (instalados en la quilla del barco);
- 2.- Un arreglo de transductores receptores (instalados en la quilla del barco);
- 3.- Un transceiver conectado a los sistema de posicionamiento, movimiento y tiempo del buque (localizados en la cubierta mas inferior), y
- 4.- Una consola de operación (ubicada en la Central de Registros).

El sistema que emplea la ecosonda EM300 cuenta con 135 haces para obtener el mismo número o menor de mediciones y capaz de tener una cobertura angular de hasta 140°. Esta ecosonda opera con diferentes longitudes de pulso, que se utilizan en función de la profundidad: en aguas poco profundas menores a 500 m, el ancho del barrido lateral (swath) se reduce considerablemente; en aguas mayores a 2,000 m, el swath llega a tener un ancho de 4 a 5 km, dependiendo de las condiciones de la columna de agua; y en aguas profundas hasta 5,000 m, el ancho del swath se reduce a casi 1 km.

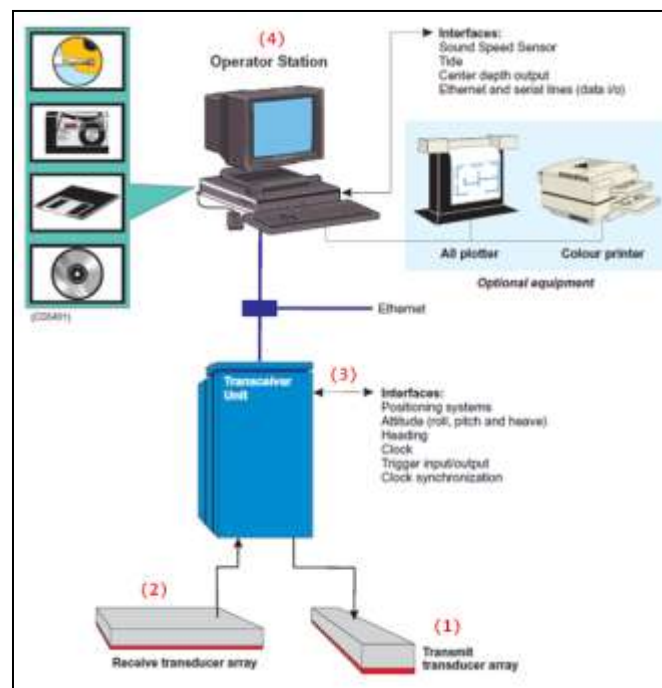


Figura 16. Ecosonda multihaz EM 300 instalada en el B/O Justo Sierra. El sistema de ecosondeo consiste en: (1) arreglo de transductores transmisores; (2) arreglo de transductores receptores; (3) transceiver conectado a los sistema de posicionamiento, movimiento y tiempo del buque y (4) consola de operación [Manual de operador EM 300].

La mecánica de la ecosonda multihaz EM300 es enviar simultáneamente el conjunto de los 135 haces en forma cónica, con una separación entre haces (normalmente equidistante) de 90°, 120° y 140°, y una cobertura angular de 1,5%, 2,5% y 4% de profundidad, respectivamente. Los haces emitidos son transmitidos por el transductor en la quilla, que se propagan a través de la columna de agua; al llegar el pulso de cada haz al lecho marino produce una reflexión de ondas y estas al llegar al transductor en la quilla, se registraran sus tiempos de arribo y en consecuencia, se obtienen en cuasi-tiempo real los valores de batimetría multihaz.

Los valores de batimetría de la ecosonda EM300 son estimados empleando una sonda que obtiene perfiles verticales de la velocidad de sonido (SVP, *Sound Velocity Profile*), en la región donde se realiza el estudio. El perfilador de velocidad de sonido utilizado en estas campañas es de la marca *Applied Microsystems LTD*, modelo *SVPlus V2*. La sonda calcula la velocidad en la columna de agua a intervalos de profundidad en función de las mediciones de la conductividad en el medio (salinidad), temperatura, densidad y presión.

La consola de control y operación de la EM300 es una estación de trabajo con un sistema operativo Windows XP. Esta estación de trabajo esta enlazada vía Ethernet con el resto de las componentes del sistema (Transceiver, MRU-5 y Seapath200); la EM 300 el software SIS "*Seafloor Information System*" de la marca Simrad Kongsberg, para establecer los parámetros de operación, adquisición de datos y el desplegado grafico de los datos en un marco geográfico.

3.1.3. Perfiles sísmicos de alta resolución

En el estudio geofísico marino de las campañas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13, se utilizó un perfilador sísmico (subbottom profiler) de alta resolución TOPAS PS 18 (por sus siglas en inglés: *Topographic Parametric Sonar*) de la marca Kongsberg (Figura 17). Este perfilador es una ecosonda de penetración que provee secciones sísmicas de reflexión de alta resolución de estructuras geológicas del lecho marino. El sistema TOPAS PS 18 consiste en:

1.- Transductor de 8 x 16 canales con dimensiones de 120 cm a lo ancho, 110 cm a lo largo y con un espesor de 35 cm, ubicado en la quilla del buque;

2.- Transceiver, que es el sistema que controla la transmisión de energía para generar el pulso acústico emitido, convierte las ondículas acústicas reflejadas y realiza las correcciones geométricas de los haces emitidos y recibidos. Este transceiver es operado con un sistema de Windows XP y se encuentra dentro de un gabinete que se localiza en la cubierta inferior, y próxima a la ubicación de los transductores en la quilla;

3.- Consola de operación, que es una estación de trabajo que opera con Windows XP. El software TOPAS es el que opera el sistema de ecosondeo y su registro. El software controla los parámetros de disparos, el tipo de pulso a emitir, los parámetros de adquisición y la captura digital de los datos. También esta despliega en tiempo real los valores de las ondículas registradas. La consola está ubicada en la Central de Registros.

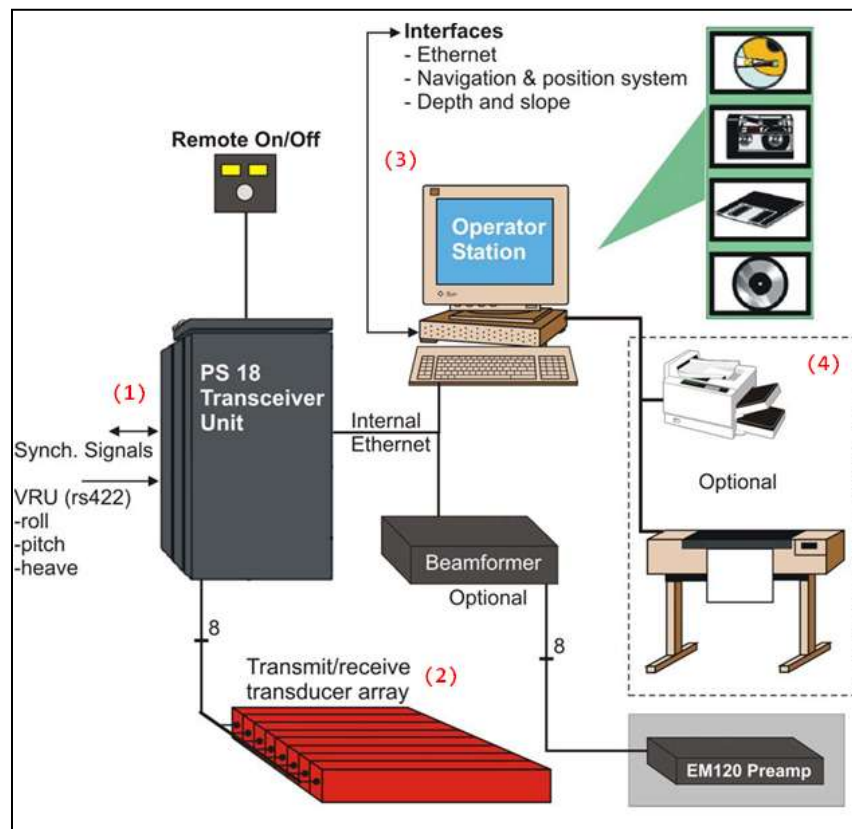


Figura 17. TOPAS PS 18 de Konsberg, instalada en el B/O Justo Sierra. El perfilador de penetración consiste en: (1) Un Transductor ((localizados en la cubierta mas inferior); (2) Un sistema Transreceptor, (3) Una estación de control (localizada en la Central de Registros), y (4) Equipo opcional. [Manual de operación TOPAS PS 18].

La ecosonda de penetración tiene la versatilidad de generar pulsos acústicos paramétricos de un haz de frecuencia baja, que interactúa no linealmente con otro haz de mayor frecuencia en la columna de agua. El programa de operación TOPAS PS18, controla

diferentes tipos de parámetros de pulso de transmisión, como el filtrado de las señales registradas, el control de ganancia de los datos adquiridos y el haz transmitido electrónicamente (estabilizado por su balanceo, cabeceo y su traslación vertical del buque). Los diferentes tipos de pulsos que se pueden utilizar son:

1.- *Pulso Ricker* es generado con amplitud modular y un filtro pasa bandas. Este pulso se recomienda usarse solo usado en aguas someras, menores de 200 m;

2.- *Pulso Chirp* es generado con frecuencias moduladas entre 2 y 6 kHz. El pulso Chirp es utilizado en aguas profundas (> 200 m de profundidad); este pulso es el más empleado para los levantamientos geofísicos abordo del B/O Justo Sierra en aguas profundas; y

3.- *Pulso CW*, es una combinación de trenes de pulsos Chirp en bandas delgadas de frecuencias.

Típicamente el procedimiento de operar la ecosonda TOPAS, es enviar un pulso Chirp, mediante el arreglo de transductores que se encuentran en la quilla. Este pulso es transmitido a través de la columna de agua y al llegar al lecho marino, el pulso se refleja y transmite a través de las interfaces entre estratos y se registraran los arribos en una serie de tiempo correspondiente a las reflexiones de las interfaces de unidades estratigráficas. La calidad de los datos de los perfiles sísmicos depende de la velocidad de navegación, de las características de rugosidad, litología y morfología del lecho marino.

La ecosonda TOPAS tiene 4 modos de transmisión: **(1) Normal:** La ecosonda trasmite por sí sola, un disparo (ping) y espera las señales de vuelta antes de realizar el siguiente ping; **(2) Múltiple disparo:** El sistema permite una ráfaga de disparos antes de empezar a registrar las señales de vuelta; **(3) Pulso múltiple:** El mismo periodo de transmisión manda varios pulsos, el modo de recepción está activado para un solo ping en un intervalo constante y **(4) Externo:** Los intervalos de los pings son sincronizado por los tiempos de disparos que emite la ecosonda EM300. Este modo es utilizado para no producir interferencia en el registro de los ecosondas.

A su vez, la consola de operación del sistema TOPAS es operada en 3 diferentes modos: **(1) Survey:** registra los parámetros de adquisición y procesado a lo largo de los perfiles

durante el levantamiento; **(2) Replay:** despliega los datos anteriormente adquiridos y cambia algunos de los parámetros previamente establecidos, y **(3) Repeat:** reenvía los datos adquiridos desde la consola a una segunda estación de trabajo vía Ethernet, para hacer un procesado preliminar de los datos adquiridos.

3.1.4. Datos Magnéticos

Los valores magnéticos marinos registrados durante las campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13, fueron adquiridos con un magnetómetro marino, protón precesión, modelo G877 de la marca GEOMETRICS (Figura 18a), y registra valores con una resolución de 0.1 nT.

El principio del magnetómetro marino G877, se basa en la medición de un campo eléctrico producido por la precesión de un giro “*spin*” de protones, lo que genera un campo eléctrico resultante producido por un líquido rico en protones. En un estado inerte, los protones que se encuentran en el fluido están alineados al campo magnético total terrestre, cuando se induce la carga eléctrica ocasiona un campo artificial alineando a los protones; al desaparecer el campo inducido, los protones nuevamente tienden a alinearse con el campo magnético terrestre mediante movimientos giratorios. Estos giros generan un campo eléctrico con frecuencias proporcionales al campo magnético total terrestre presente, de esta forma obteniendo los valores del campo magnético total presente.

La conexión con la consola de operación y el sensor G877 es hecha a través de una caja de conexiones “*Junction Box*” (Figura 18b). Esta caja cuenta con 2 entradas, una para la alimentación DC de 28 V y la otra, para la captura de datos provenientes del cable de arrastre, y un puerto serial con salida RS-232 para comunicarse con la estación de trabajo. El arrastre del magnetómetro marino se hace mediante un cable blindado de 5 hilos (3 de datos y 2 de corriente), con una longitud máxima de 300 m.

Dada la resolución y sensibilidad del magnetómetro, el sensor es arrastrado a una distancia de 250 m de la popa del buque (equivalente a 5 veces al largo de la eslora del B/O JUSTO SIERRA). Las posiciones de las mediciones están interpoladas con la distancia de 34.8 m de la antena GPS al final de la popa y la distancia lateral de 1.23 m, del antena GPS a la posición del cable de comunicación (Figura 18c).

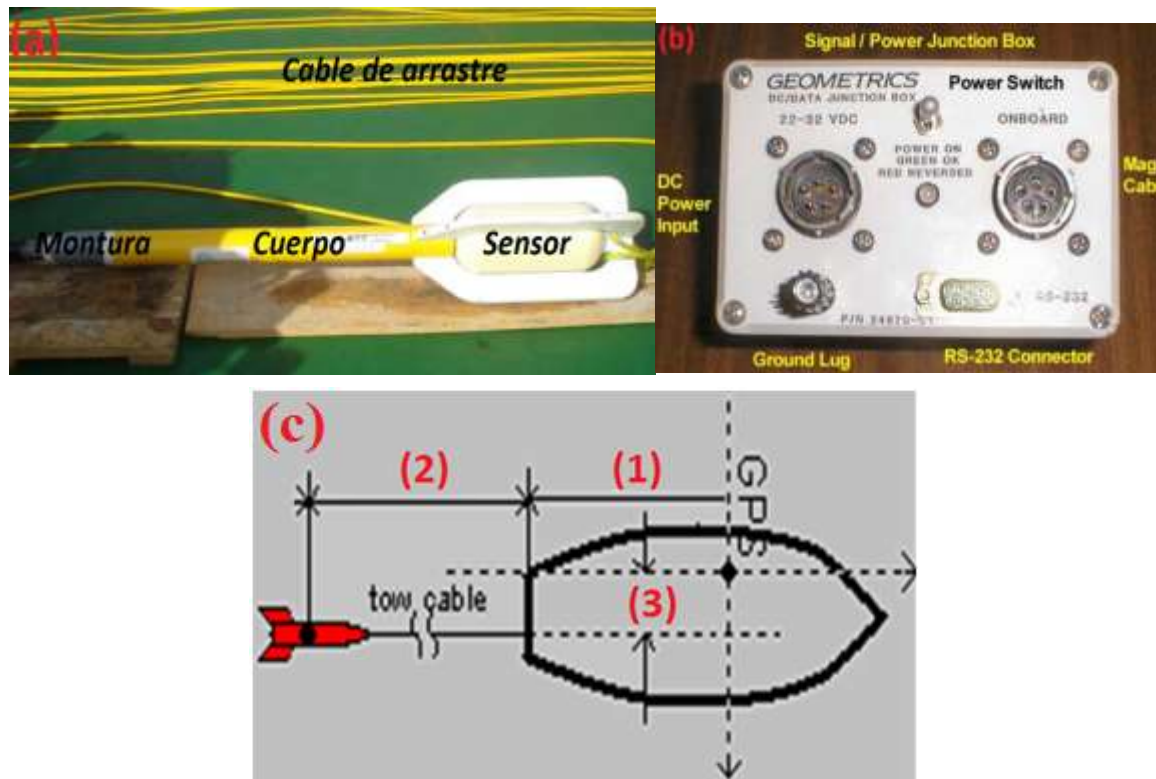


Figura 18: Magnetómetro Geometrics G877; (a) Partes: Montura, cuerpo (con partes electrónicas), Sensor y cable de arrastre; (b) Junction Box; (c) Dimensiones de la configuración del magnetómetro G877: (1) distancia del GPS a la popa, (2) largo del cable desde la popa al magnetómetro, y (3) distancia lateral de GPS al cable de comunicación [Manual de operador G877].

Para cada una de las campañas, el levantamiento geofísico en la zona de estudio se planeó con perfiles orientados principalmente E-W y viceversa; solo para el crucero SIGSBEE-11, también se plantearon dos perfiles que cruzan diagonalmente a los transectos E-W y W-E, y un círculo de calibración para corregir los efectos inducidos por el campo del buque. El registro de la medición en los dos cruceros fue continuo lo que permitió tomar datos a cada 2 segundos con el software de *Mag Log* de GEOMETRICS.

3.2. Procesamiento de datos

El procesamiento de los datos geofísicos registrados en las dos campañas oceanográficas (SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13) utiliza una metodología sistemática para los 3 tipos de registro en los 39 perfiles que componen este estudio (Figura 19). Cada uno de estos perfiles consta de datos sísmicos de reflexión de alta resolución, datos del campo magnético total y datos de batimetría multihaz dentro del Polígono Oriental del Golfo de México.

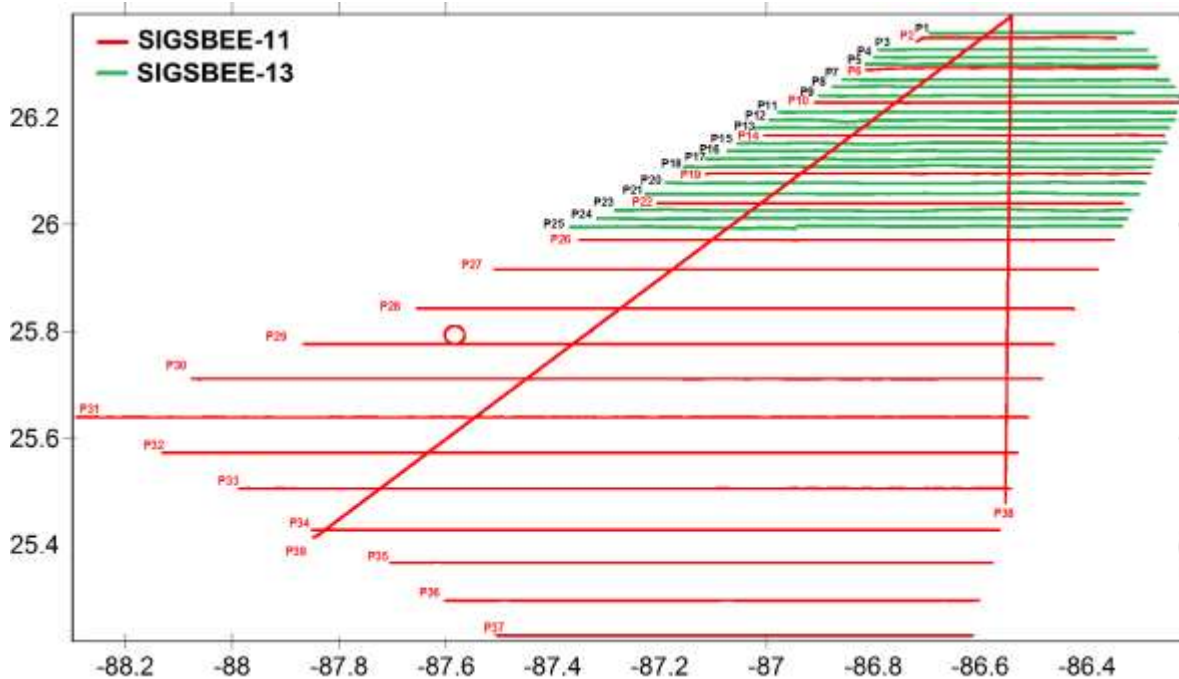


Figura 19: Perfiles de las campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13 a bordo del B/O JUSTO SIERRA.

3.2.1. Batimetría multihaz y backscatter

El procesamiento de los datos de batimetría multihaz, y de retrodispersión acústica (*backscatter*) es elaborado con el paquete de software *Caraibes* de la agencia francesa IFREMER [http://flotte.ifremer.fr/fleet/Presentation-of-the-fleet/On-board-software/CARAIBES]. Después de la adquisición de los datos batimétricos multihaz con la ecosonda M300, los datos requieren un post-procesado para corregir los errores sistemáticos que fueron introducidos debido al posicionamiento del buque, el escoramiento del buque, cambios en las velocidades verticales en la columna de agua, y la invalidación de valores batimétricos erróneos a través de un filtrado de estos. Este mismo paquete es empleado para procesar los datos de *backscatter* para generar imágenes acústicas de los corredores de barrido lateral a lo largo de cada perfil, posteriormente la intensidad de la imagen se normaliza y por último se emplean técnicas de realzado de imágenes para integrarlas a un mosaico de imágenes.

La primera corrección que se le aplicó a los datos batimétricos multihaz fue la corrección por escoramiento (*ROLL*). El módulo *CalBat* en el paquete *Caraibes* es empleado para determinar interactivamente el error presentado en los datos causado por el movimiento

de balanceo del barco al estar escoriado hacia una banda. Para encontrar el valor de esta corrección, datos de dos barridos paralelos entre ellos y en opuesto rumbo son seleccionados a lo largo de una banda perpendicular a ambos barridos. Para esta corrección, se seleccionan datos en una área con muy poca topografía abarcando solo datos dentro de la banda perpendicular con un ancho de aproximadamente 200 m (Figura 20). La aplicación de este método, estimo un error con valor de 0.1° a estribor. Conociendo el grado de escoramiento del buque, los datos de batimetría multihaz de ambas campañas son corregidos y recalculados utilizando el modulo *Coratt* en el paquete de *Caraibes*.

Los perfiles de velocidades acústica en la columna de agua son críticos para definir la geometría de la posición de los haces sobre el fondo marino y calcular las pérdidas de transmisión en la propagación de los haces. En las correcciones de los perfiles de velocidades en la columna de agua durante las campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13, se empleó el módulo *TraceI* del paquete *Caraibes* (Figura 21). Esto comprende que antes de utilizar el perfil de velocidades para corregir los valores de batimetría multihaz, se debe hacer una visualización general de los datos que se obtuvieron con la corrección de Roll, utilizando el módulo de *Calbat*, para determinar si el perfil de velocidades que se uso en los datos es el apropiado. Para este estudio, los perfiles que se utilizaron en los datos de ambas campañas son los apropiados y no hubo necesidad de hacer alguna corrección correspondiente a errores introducidos por el perfil.

Otra corrección que se le aplico a los datos, es reducir el error introducido por el efecto del movimiento de cabeceo (*Pitch*) del barco, para lo cual se utilizo el modulo *CalBat en el paquete Caraibes y en el cual* interactivamente se determina el error que presentan los datos por este movimiento angular. Este procedimiento indico que el efecto era del orden de -2° para los datos de SIGSBEE-11 y $+2^\circ$ para la campaña SIGSBEE-13 (Figura 22).

Finalmente, los datos corregidos por el efecto de Roll y Pith se le aplica un filtro automático que se encuentra en el módulo *FiltTri* de *Caraibes*. Este filtro utiliza una malla que calcula la profundidad promedio alrededor de cada sondeo, eliminando puntos que se encuentren fuera del intervalo de la profundidad promedio.

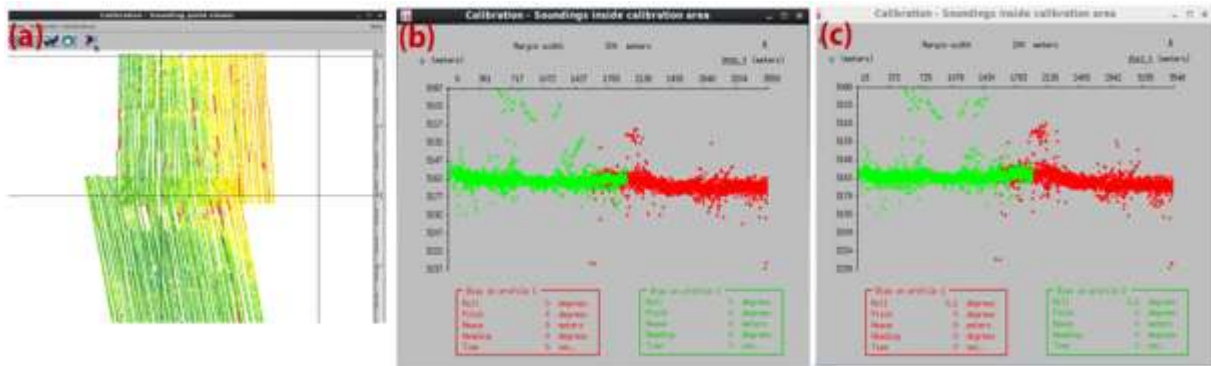


Figura 20: Calibración por Roll, con el módulo *CalBat* de Caraibes. (a) Corte transversal del perfil batimétrico multihaz; (b) Corte del área de calibración sin corrección y (c) Corte del área de calibración aplicando el valor de la corrección.

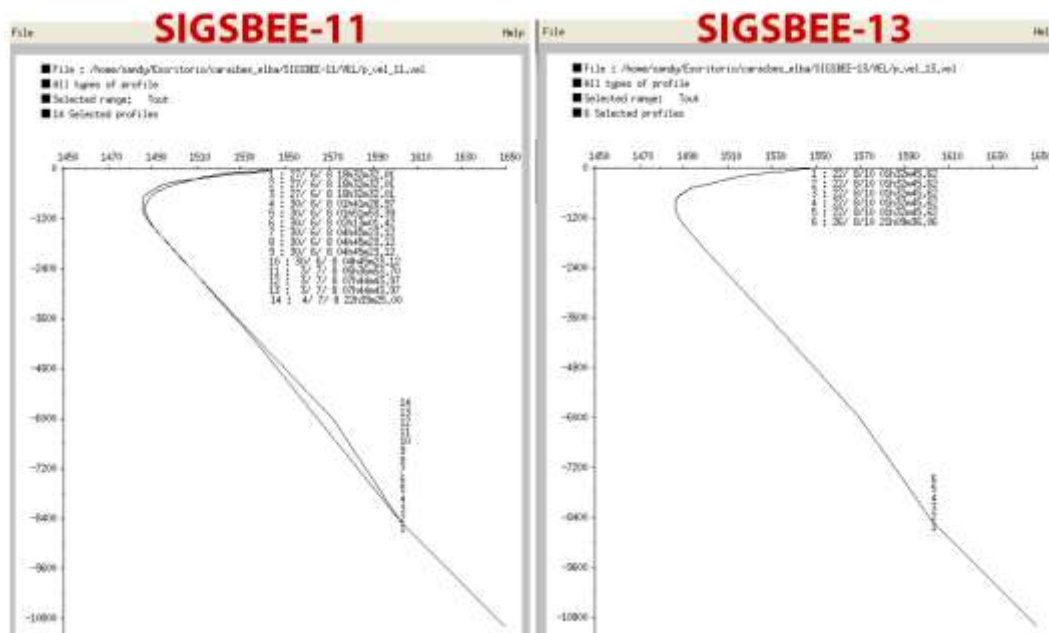


Figura 21: Perfiles de velocidad acústica usado para las campañas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13.

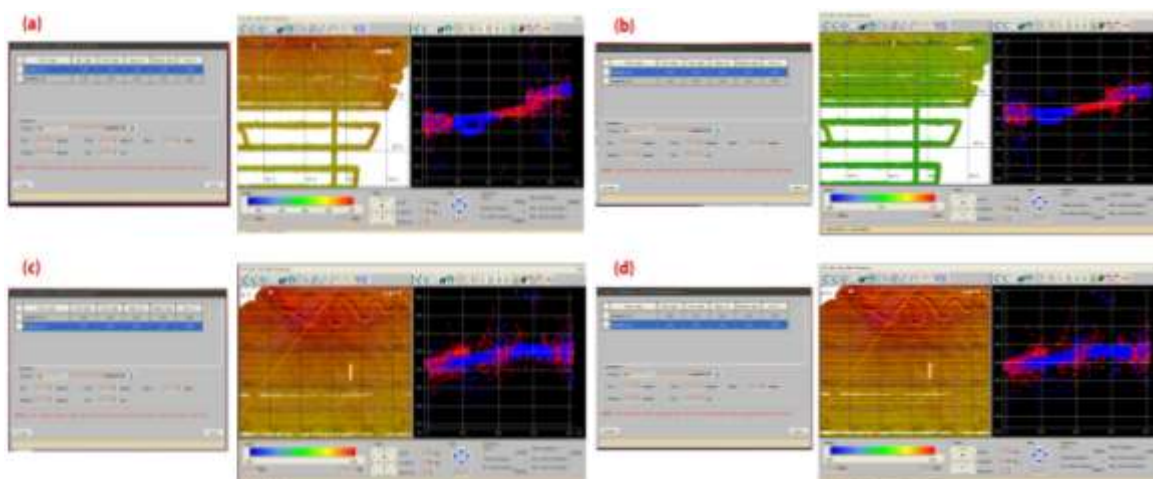


Figura 22: Calibración por Pitch, con el módulo *CalBat* de Caraibes: (a) corte transversal del perfil batimétrico Sigsbee-11; (b) corrección en el corte transversal de Sigsbee-11; (c) corte transversal del perfil batimétrico Sigsbee-13 y (d) corrección en el corte transversal de Sigsbee-13.

Después de filtrar los datos y detectar los puntos malos del sondeo, se usa el módulo *Odicce* de *Caraibes* para invalidar valores de sondeos que están fuera de la posible tendencia y rango del observado lecho marino dentro del área de estudio

En el procesado de las imágenes de retrodispersión acústicas (*backscatter*) del lecho marino, se obtuvo un mosaico de imágenes de las propiedades acústicas que es el objetivo final. Un Modelo Digital de Terreno (DTM) con los valores de retrodispersión de todos los sondeos es calculado utilizando el módulo *Maillp* en *Caraibes*. A partir del DTM con la imagen de retrodispersión del módulo *Analim* en *Caraibes* (que es una herramienta que analiza la imagen del mosaico de la ecosonda multihaz EM300), es empleado para tener el mosaico de imágenes que permite visualizar la litología y rugosidad del lecho marino.

Los datos batimétricos multihaz y *backscatter* tiene como finalidad generar un DTM que pudiese ser transferido a otros sistemas de coordenadas y proyecciones. El módulo *Mntasc* en *Caraibes* es utilizado para exportar los datos a formato XYZ (profundidad, latitud, longitud) o a formato FNT. El primero de estos formatos es utilizado en otro tipo de software (i.e. el paquete *Surfer*) y en otros, para interrelacionarlos con otros datos de geofísica marina (i.e. los datos de los perfiles sísmicos). Los datos con formato FNT son importados al paquete ARCGIS para sobreponerlos en capas con otros tipos de datos geológicos y geofísicos, para su despliegado geográfico.

3.2.2. Perfiles sísmicos de alta resolución

Los datos de los 39 perfiles de reflexión sísmica de alta resolución que se adquirieron con el perfilador sísmico TOPAS PS-18 son post-procesados en el Instituto de Geofísica, con la finalidad de resaltar las propiedades elásticas del medio y cambiar algunos parámetros de los que habían sido previamente establecidos durante la etapa de adquisición, por medio de otros filtros y procesos de realce. Este post-procesado se hizo utilizando el software TOPAS-Replay. Los módulos del software *TOPAS-Replay* que más común se utilizaron para tratar de mejorar el despliegado de las secciones sísmicas son:

- Filtros Pasa Banda (*Bandpass*), son aplicados para dejar pasar frecuencias en un marco establecido entre: "*low stop*", "*high pass*", "*low pass*" y "*high stop*".

- Filtro *Matched*, codifica la proporción de la señal y ruido. Este filtro transmite ondas codificadas con el fin de incrementar la relación de la señal sobre el ruido existente. El filtro es empleado para mejorar la calidad de los datos adquiridos y se puede adaptar tanto para el pulso Chirp como para el pulso *Ricker*.

- Deconvolución en (*Spiking*), aumenta la relación señal-ruido en el sistema de TOPAS. Al igual que la aplicación del filtro *Matched*, esta deconvolución se puede aplicar para ambos pulsos.

- Función de Ganancia Variable, se utiliza tanto para el Control Automático de Ganancia (AGC) como para la de Tiempo de Ganancia Variable (TVG), que permite compensar la amplitud de la señal debido a los efectos de atenuación y difusión en el medio, la cual optimiza la visualización de las trazas sísmicas.

- Apilamiento de Trazas (*Trace Stacking*), es normalmente usado para el procesamiento de sísmica multicanal, pero en este caso, se utiliza para un sistema monocanal, el cual reduce la influencia del ruido no correlacionado en las trazas del registro.

- Filtros en trenes de oleaje (*Swell filtering*), son utilizados cuando hay movimientos verticales debido a las ondulaciones de las olas. En principio, este procedimiento se hace mediante la realización de la primera detección del fondo marino en los datos recibidos, ajustando y después avanzando o retrasando las trazas hacia arriba o hacia abajo, para que la posición del fondo del mar detectado coincida con la posición mostrada en la traza anterior.

- Atenuación de los múltiplos en aguas someras (*Dereverberation*) es utilizada para reducir las repeticiones o rebotes del pulso por la proximidad del lecho marino en aguas somera.

El software *TOPAS-Replay* tiene una modalidad para desplegar las secciones de los perfiles sísmicos en selectivas combinaciones de colores (*Jet, Cool, Hot, Grey, Invgrey, Bone, Hsv y Pink*) para resaltar la visualización de los horizontes sísmicos.

3.2.3. Datos Magnéticos

Para el análisis e interpretación de los datos magnéticos marinos adquiridos en ambas campañas oceanográficas, los valores de campo total registrados por el magnetómetro marino en el levantamiento geofísico, son reducidos a valores de anomalías magnéticas. Para simplificar el cálculo de la anomalía magnética (ΔM) se utiliza la siguiente expresión:

$$\Delta M = M_{obs} \pm IGRF \pm \Delta D \pm \Delta R \text{ -----(2)}$$

Donde:

M_{obs} = Valores magnéticos marinos observados

$IGRF$ = Valores teóricos del campo Geomagnético Internacional de Referencia

ΔD = Valores de la variación diurna del campo

ΔR = Efecto por el rumbo del buque respecto al norte geográfico

Campo Magnético Teórico (IGRF)

Los datos magnéticos marinos obtenidos en las campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y SIGBEE-13, son reducidos primeramente utilizando los valores de la fórmula del campo Geomagnético Internacional de Referencia, referido como IGRF “*International Geomagnetic Reference Field*” de la época 11^a (IGRF-11).

El IGRF es la representación matemática del campo magnético terrestre durante una época de 5 años publicada por la *International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA)* en la *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)* [www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html], basada en una serie de armónicos esféricos con coeficientes de Gauss, el potencial geomagnético es inducido por fuentes de origen interno, y consiste en un conjunto de coeficientes armónicos esféricos. Los coeficientes del campo principal están en función del tiempo; su cambio temporal es estimado como una variación lineal dentro de un intervalo de 5 años (época) en el que se llevaron mediciones globales del campo. Los valores del IGRF se pueden obtener a través de la página del internet de la NOAA (*National Oceanic Atmospheric Agency*) [www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html].

Las correcciones que se aplican para reducir los valores de los datos magnéticos marinos adquiridos para obtener la anomalía magnética son:

(1) Corrección por Variación Diurna

Para reducir las variaciones magnéticas que induce el calentamiento del Sol en la ionósfera, es necesario monitorear el campo geomagnético continuamente en una localidad fija (base magnética) cercana al levantamiento marino. El registro de los datos magnéticos realizado en la estación base, tiene como propósito obtener un registro en función de tiempo como varia el del campo magnético durante el día, cercano a la localidad del levantamiento.

Datos registrados en la estación base BSL en el Centro Espacial Stennis en el estado de Mississippi, U.S.A., anteriormente conocida como el Observatorio de la Bahía de San Louis. Esta estación esta operada por el *United State Geological Survey* (USGS) y el Centro Espacial Stennis de la Agencia Espacial de USA. La Figura 23 muestra la ubicación de la estación base BSL, localizada en 30° 35' N y 89° 43' W y al norte del área del levantamiento de ambas campañas. Esta base utiliza un magnetómetro Flux-gate para registrar las variaciones del campo geomagnético en la región norte del Golfo de México.

Los registros de esta estación son publicados por el USGS y sus registros pueden consultarse en la página [<http://geomag.usgs.gov/observatories/>]. El registro de la medición magnética es continuo, lo que permite tomar valores a cada minuto.

Los registros de la variación diurna tomados de la estación base temporal BSL son compuesto en valores discretos cada minuto, para después ser aproximados en una fórmula matemática por medio de una regresión lineal. Los valores de variación diurna que se obtiene de la aproximación en forma de la serie de tiempo en un tiempo dado, son sustraídos de los valores observados en ese mismo tiempo.

La adquisición de los datos magnéticos marinos de las campañas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13 fueron registrados en días de periodos tranquilos de actividad solar. La Figura 24 muestra las graficas del índice geomagnético DST (*Disturbance storm time*) correspondientes a los meses en los cuales se llevaron a cabo los levantamientos geofísicos de ambas campañas.

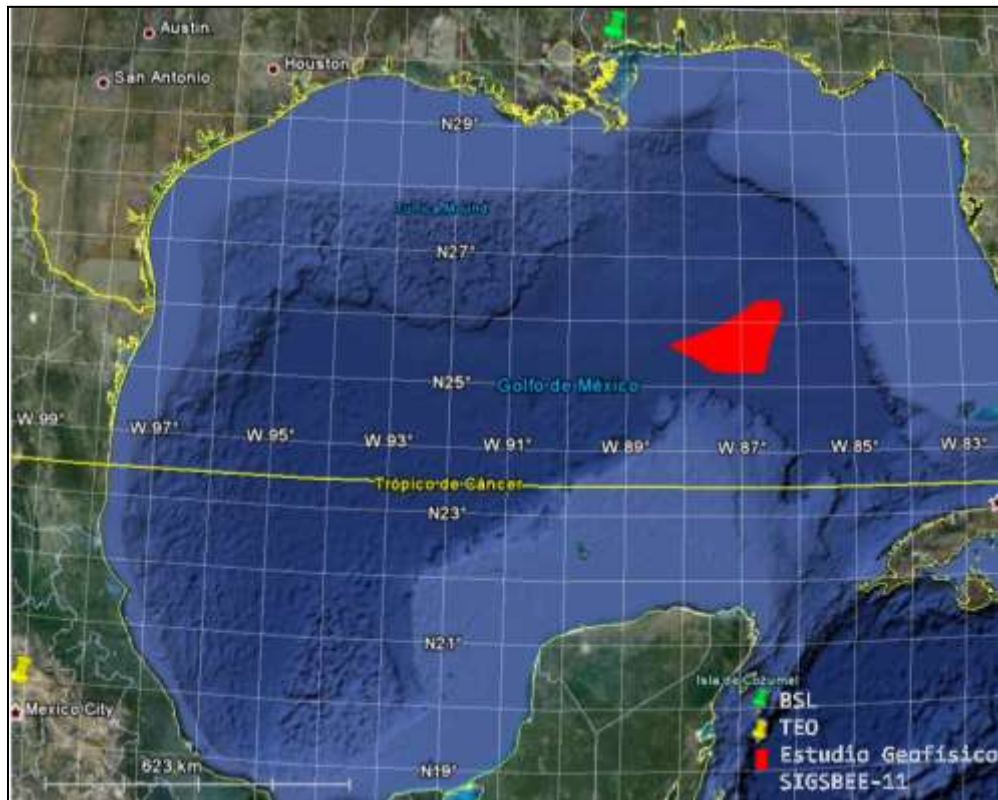


Figura 23: Ubicación de las bases BSL, TEO y del estudio Geofísico Sigsbee-11.

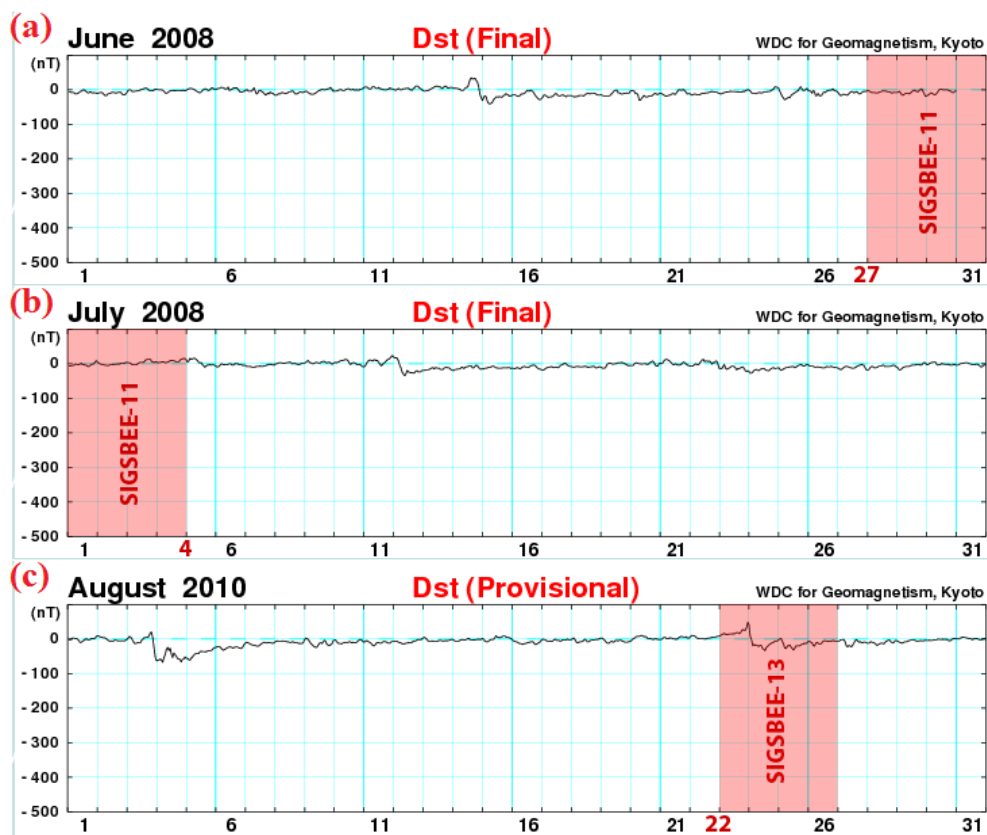


Figura 24: Índice DST ecuatorial. Las graficas muestran las variaciones de los índices DST para: (a) SIGSBEE-11 del 27 al 31 Junio de 2008, y (b) SIGSBEE-11 del 1 al 4 Julio de 2008. (c) SIGSBEE-13 del 22 al 26 de Agosto de 2010. [Datos tomados del centro de datos mundiales magnéticos de Kyoto].

(2) Corrección por Efecto de Rumbo

Basándose en la metodología de Bullard y Mason [1961] se hace esta corrección, porque las mediciones del magnetómetro son afectadas por el campo magnético inducido por el buque y en función de su rumbo. Para realizar esta corrección, un área dentro de la zona del levantamiento es seleccionada para llevar a cabo un registro magnético a lo largo de una trayectoria circular en donde los valores del campo magnético regional varían espacialmente en lo más mínimo y realizado en las horas de la noche en cuanto se espera que la variación diurna es casi nula. Esta forma de levantamiento es referido como “*circulo de corrección por rumbo*”, y se realiza preferentemente en dextrógiro (Figura 25).

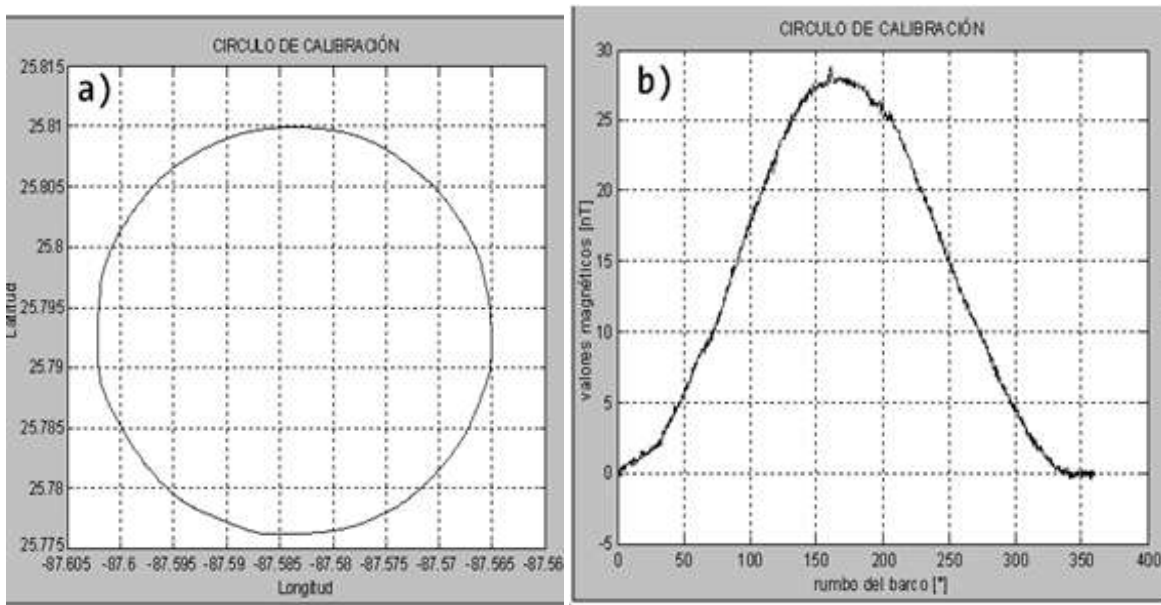


Figura 25. El círculo de corrección por rumbo durante la Campaña SIGSBEE-11. (a) La trayectoria de buque en el círculo de calibración y (b) gráfica de los datos magnéticos vs rumbo.

La aplicación del método de Bullard y Mason [1961] determina el valor magnético en un punto Q (posición del buque) con respecto a su rumbo; este concepto es representado algebraicamente mediante la ecuación 3, la cual incluye la posición del barco y el valor magnético registrado por el remolcado magnetómetro.

$$F_Q = F + C_0 + C_1 \cos\theta + C_2 \cos 2\theta + S_1 \sin\theta + S_2 \sin 2\theta \text{ -----(3)}$$

Donde, F_Q es el valor observado; F es el valor del campo presente; θ es el rumbo del barco y los coeficientes C_0, C_1, C_2, S_1 y S_2 son constantes que dependen de las propiedades

magnéticas del barco, del valor magnético local y de la posición en un punto Q relativo al barco.

Aplicando el método de Bullard y Mason [1961] se obtuvieron los siguientes coeficientes:

$$C_0 = 12.38, \quad C_1 = 7.59, \quad C_2 = 0.54, \quad S_1 = -2.47 \quad \text{y} \quad S_2 = -1.21$$

Los cuales se aplican a la ecuación (3) y queda como se presenta en la ecuación 4.

$$F_Q = F + 12.38 + 7.59\cos\theta + 0.54\cos2\theta - 2.47\sin\theta - 1.21\sin2\theta \quad (4)$$

Hasta este punto, los datos magnéticos corregidos han sido reducidos a los valores correspondientes de las anomalías del campo magnético en el área de estudio. Estos valores de las anomalías son utilizados para hacer una interpretación de su asociación a las estructuras geológicas que conforman el subsuelo marino.

3.2.4. Resolución del equipo utilizado

La resolución espacial o resolución horizontal de una ecosonda multihaz, es referida por el tamaño de huella acústica del haz en el lecho marino que presenta una forma cónica con una geometría cuyo ángulo máximo de apertura (en el caso de la ecosonda EM300 va de 0° - 135°) en dirección del transecto de navegación (along track) en la dirección ortogonal a la línea de navegación (across track) [Figura 26].

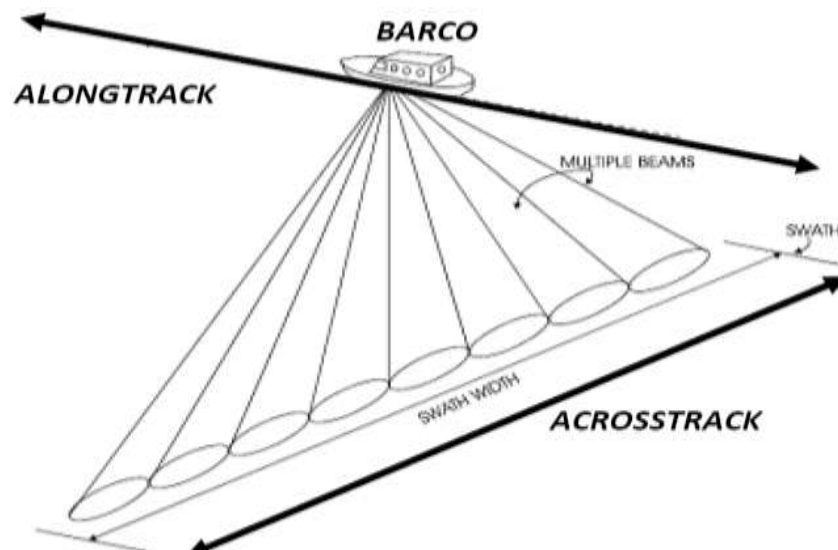


Figura 26: Resolución horizontal de una ecosonda multihaz, ilustrando las direcciones alongtrack y acrosstrack.

Esta geometría es un factor importante que controla la resolución de un sistema de sondeo. En aguas profundas de 5.000 m la forma cónica con un ángulo de 40° produce una huella acústica de 3,6 km de diámetro. los retornos acústicos de esta región están integrados en un solo punto. La huella correspondiente a un 1° haz es equivalente a 0,087 km [Jones, 1999]. La resolución vertical de una ecosonda multihaz está en relación a la profundidad y en el caso de la ecosonda EM300 este intervalo es de 10 a 5,000 m [Manual de operador EM 300].

La calidad de los datos de penetración y de resolución vertical de los perfiles sísmicos de alta resolución depende de las características de rugosidad, morfología, litología del lecho marino y de la velocidad de navegación. La resolución vertical máxima de TOPAS PS18 es aproximadamente de < 20 cm y la capacidad máxima de penetración es de 200 m. Seis nudos es la velocidad máxima para obtener optimas secciones sísmicas y a mayor velocidad degrada la impresión visual de los registros [Manual de operador TOPAS PS18].

La resolución del magnetómetro marino G877 depende del desplazamiento y muestreo; esta resolución es de 0.1 nT y las mediciones son registradas a cada 2 seg, teniendo un desplazamiento por cada medición de 8 a 10 m.

4. ANALISIS DE RESULTADOS

Los datos de las campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13, aportaron resultados para el análisis de este trabajo. Los principales resultados de este estudio se sintetizan en: cartas batimétricas del relieve topográfico del lecho marino, secciones sísmicas de alta resolución del subsuelo marino y, en cartas de las anomalías magnéticas asociadas a las estructuras profundas del basamento oceánico en el Golfo de México.

4.1. Batimetría multihaz e imágenes acústicas del lecho marino

Los datos de batimetría multihaz adquiridos con la ecosonda EM300 son integrados en una carta batimétrica del relieve del fondo marino de la zona del Polígono Oriental en el Golfo de México, que abarca un área de aproximadamente de 14,357 km² (Figura 27). El área del relieve del lecho marino al norte de 24°N es cubierto al 100%, mientras que al sur de esta latitud se obtuvieron 11 barridos laterales (con un ancho entre 2,000 y 2,800 m) de mediciones de valores batimétricos multihaz, teniendo una distancia de separación de aproximadamente 15 km. Los valores batimétricos medidos están en un intervalo de profundidades entre 2,993 m y 3,443 m.

La morfología del relieve mostrada en la carta de datos batimétricos es semiplana y con una tendencia inclinada a mayor profundidad hacia el depocentro del Golfo de México. La Figura 27 muestra los valores de profundidad en una escala de colores, siendo los rojos para los mínimos valores de profundidad (2,900 m), y los azules, para los máximos valores de profundidad (3,500 m).

La Figura 28 muestra la ubicación del área de estudio en relación a la extensión del abanico sedimentario del Mississippi. La región Norte del estudio es donde se observa en la carta batimétrica la forma senoidal del cañón submarino del Mississippi, dentro de las latitudes 26°00'N a 26°20'N y longitudes 87°00'W a 86°10'W'. En este sector la morfología del lecho marino es escarpada por este cañón activo, formando un número de meandros, en los cuales algunos han sido abandonados. La dirección predominante del flujo en el cañón va de WNW a ESE y su longitud se extiende casi 100 km. El inicio del cañón lleva una dirección dominante hacia el oriente pero conforme se va alejando de su fuente, la

dirección del flujo del cañón va cambiando su curso hacia el SE, cuya sinuosidad es menos pronunciada y más ancha (llegando casi a los 1,000 m) hacia el Sur.

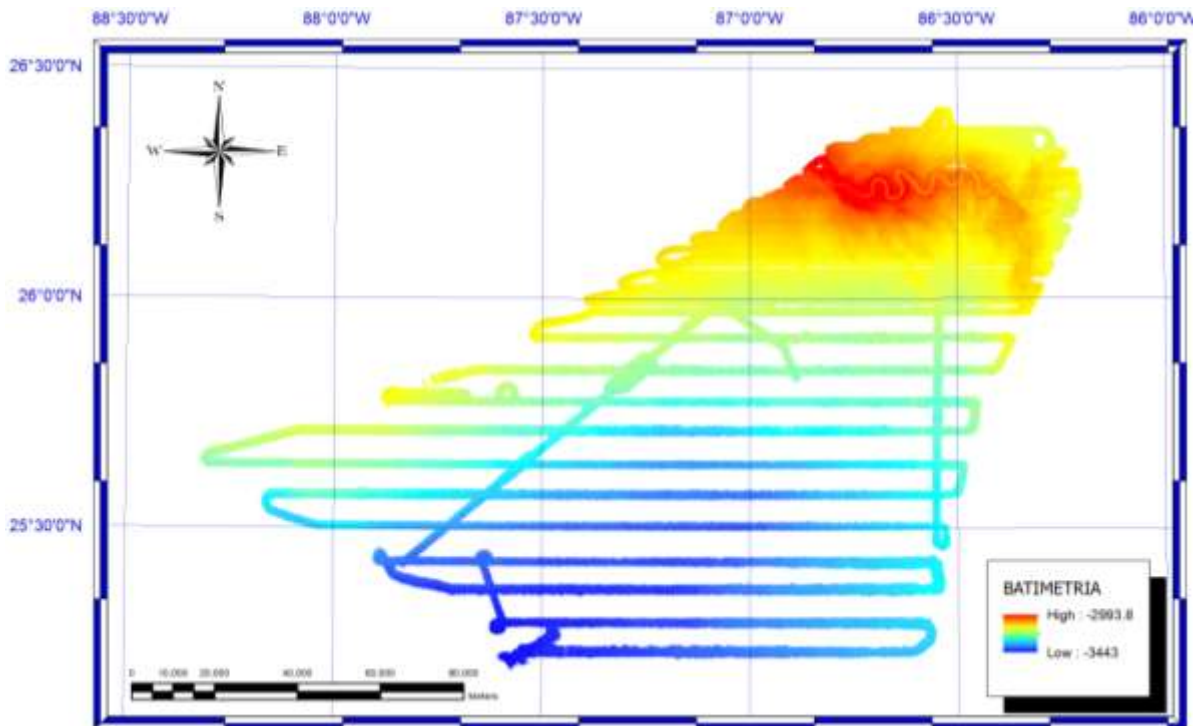


Figura 27: Carta batimétrica del relieve del fondo marino en la zona del Polígono Oriental del Golfo de México. Las mediciones fueron hechas a bordo del B/O Justo Sierra en las Campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13.

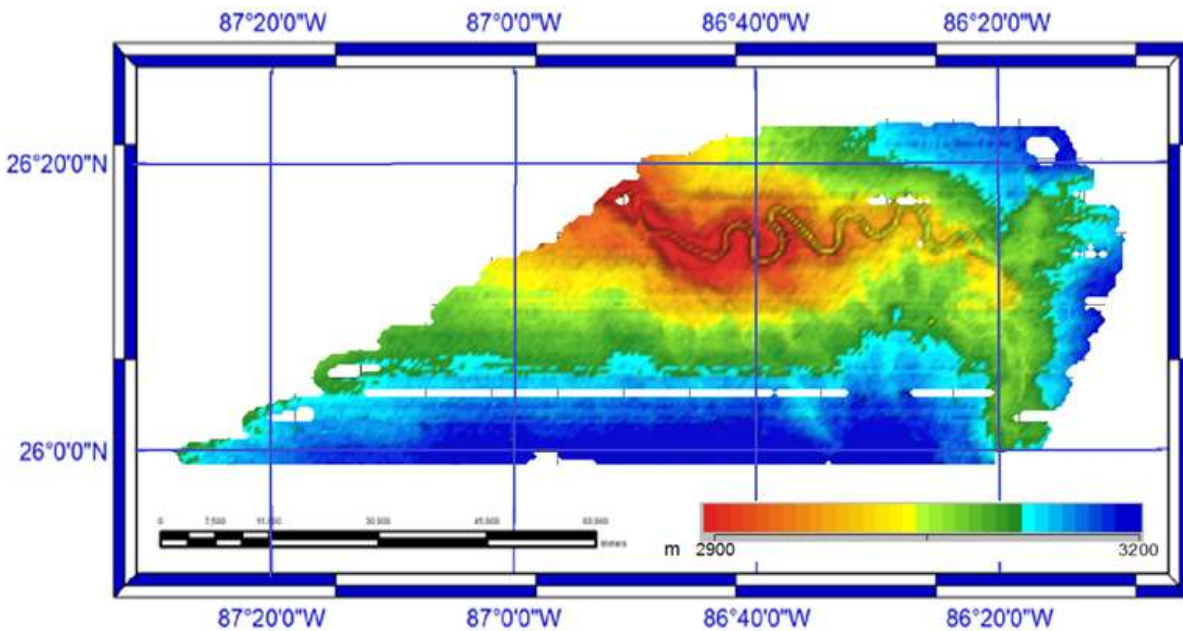


Figura 28. Batimetría Multihaz del sector Norte de las campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13, mostrando un intervalo de 2,900 a los 3,200 m de profundidad.

Conforme se acerca al margen Este del macizo de Florida ($26^{\circ}15'N$ y $86^{\circ}22'W$), el cañón se ramifica en dos direcciones, uno al Norte y el otro al Sur. El cañón con dirección Norte desaparece cercano a los $26^{\circ}15'N$ y $86^{\circ}15'W$, mientras que la ramificación del cañón con dirección Sur tiene una longitud más extensa (mostrando un recorrido que va de los $26^{\circ}15'N$ a $26^{\circ}00'N$ y $86^{\circ}25'W$ a $86^{\circ}15'W$), cambiando su curso y mostrando una sinuosidad más prolongada en la latitud $26^{\circ}10'N$. A partir de esta latitud, el cañón retorna nuevamente a la dirección original (NW-SE). El ancho de los canales de estas ramificaciones del cañón, van de los 400 a 600 m, la distancia de los bordes "levees" con respecto al piso oceánico, varían de 10 a 20 m y, los tirantes de agua en esta zona alcanzan hasta los 3,100 m de profundidad.

Las zonas de mayor y menor energía en el depósito sedimentario del Polígono Oriental es en el sector Norte, como se muestra en la carta batimétrica y el perfil batimétrico de la Figura 29. Los valores de profundidad comprenden de los 3,000 m en la región Norte y hasta los 3,500 m en la región Sur, correspondiente en la esquina SW del área de estudio.

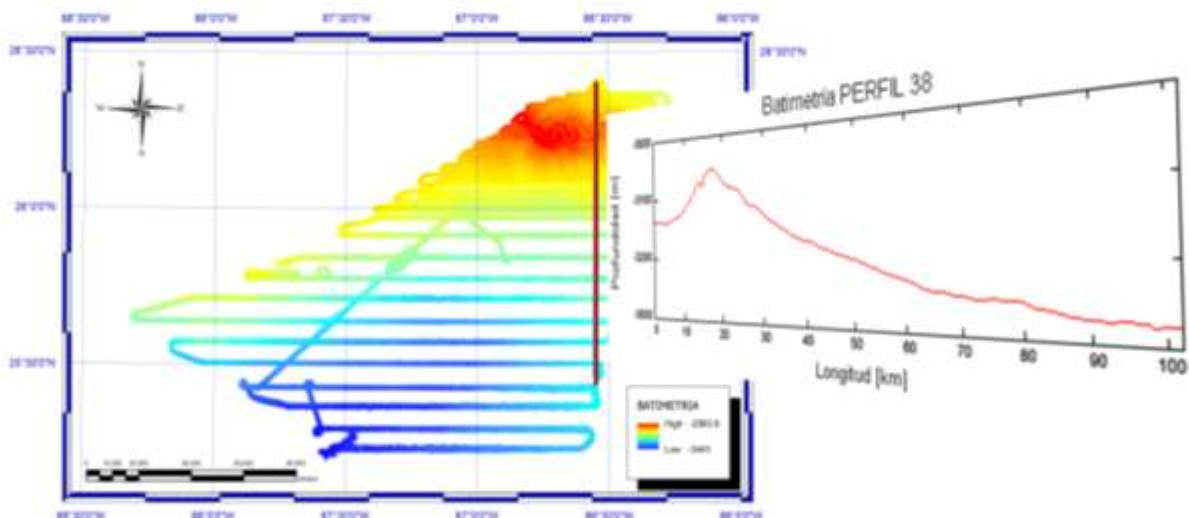


Figura 29: Carta batimétrica con perfil batimétrico, mostrando que el sector Norte es la zona con mayor energía y el Sector Sur de menor energía.

Además, los datos multihaz registrados proporcionan una imagen de retro-dispersión acústica de la litología superficial y rugosidad del lecho marino, en la zona de estudio (Figura 30). El mosaico de las imágenes de retro-dispersión es presentado en una escala de grises, en el cual las tonalidades más claras indican una menor retro-dispersión acústica del lecho marino, por altas concentraciones de sedimentos granulados y pelágicos no

consolidado; mientras que los colores más oscuros indican una mayor retrodispersión asociados a superficies del relieve muy rugoso y duro. La Figura 31 muestra que el lecho de la zona Norte del área de estudio, es marcado significativamente por los escarpes del cañón submarino, mientras que el resto de la imagen muestra casi un nulo rasgo en la retrodispersión asociado a un lecho marino dominado por una superficie plana y además cubierta con sedimentos no consolidados.

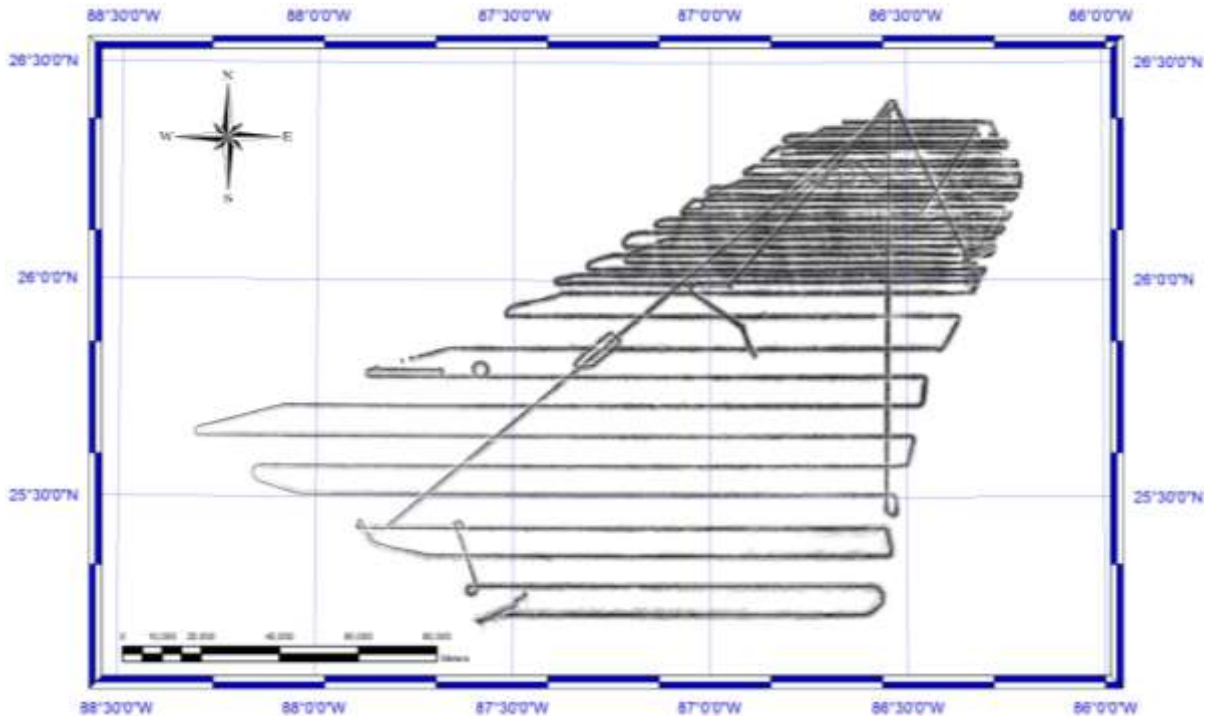


Figura 30: Mosaico de las imágenes de retro dispersión " *Backscatter*" de las campañas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13.

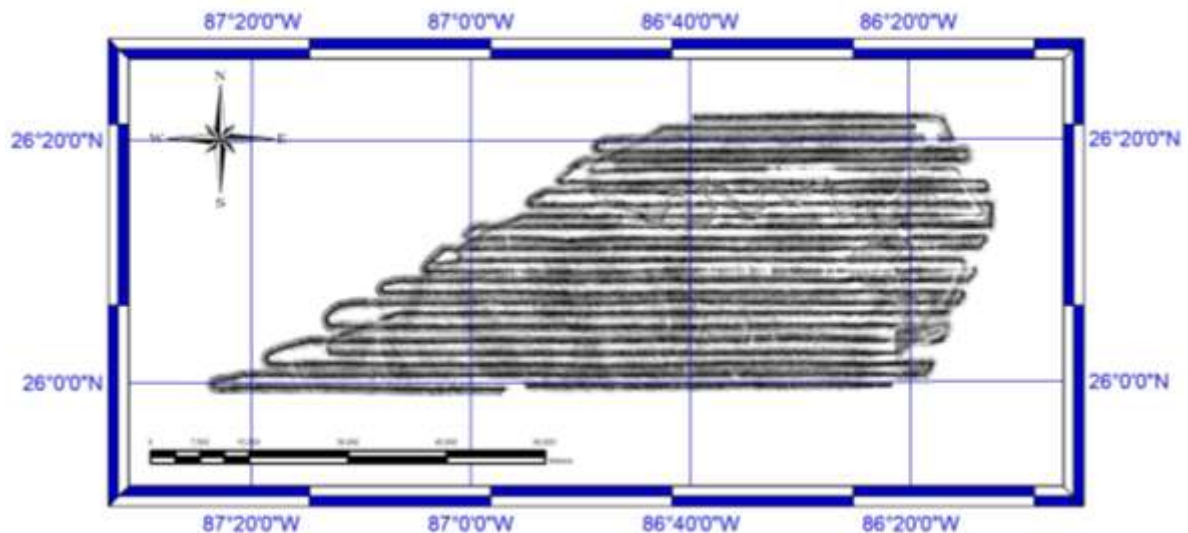


Figura 31. Mosaico de las imágenes de retro dispersión " *Backscatter*" del sector Norte de las campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13.

4.2. Secciones sísmicas de alta resolución

Los 39 perfiles de reflexión sísmica de alta resolución adquiridos con el perfilador TOPAS PS18, son utilizados para caracterizar la sedimentación y estratificación del subsuelo dentro del polígono. Cuatro secciones sísmicas (10, 26, 32 y 38) son seleccionadas para generalizar las propiedades litológicas del Polígono. El criterio que se utilizó para seleccionar estos perfiles, está basado en su ubicación, extensión, orientación y sus diferentes estructuras geológicas observadas de un perfil a otro. Los perfiles seleccionados son descritos subsecuentemente desde Norte hacia el Sur.

El perfil 10 en la Figura 32 corre a lo largo de la latitud $26^{\circ}14'N$, con una orientación de E-W. La dimensión a lo largo de esta sección es de 72 km, iniciando en la longitud $86^{\circ}54'W$ y terminando en $86^{\circ}14'W$. Analizando esta sección sísmica se observa en la superficie una delgada capa de 3 a 5 m de espesor y su horizonte es transparente, lo que hace suponer que son sedimentos no consolidados. En este perfil, la sección muestra que la reflexión de la energía de la onda sísmica, alcanza a penetrar entre los 10 m a los 50 m de profundidad. A lo largo de esta sección, la topografía del cañón submarino muestra los canales de meandros en la parte central del perfil y, para su caracterización se ha dividido en tres regiones: Oeste, Centro y Este.

La Figura 33 muestra el sector Oeste del perfil 10 ($86^{\circ}54'W$ a los $86^{\circ}47'W$), donde la sección presenta una estratificación entre los 25 m a 40 m por debajo del lecho marino. Debajo de esta zona, la sección no presenta respuesta sísmica que es considerado el basamento acústico. En la Región central del perfil 10, entre $86^{\circ}47'W$ a los $86^{\circ}33'W$ (Figura 34), la sección muestra seis elevaciones resultado de los cortes que hace el canal del cañón del Mississippi. La sección muestra una estratificación en toda la región centro, comprendida de los 10 a 50 m de profundidad. En la parte media y al Oeste, la sección muestra ocho canales hechos por la turbulencia de los flujos turbidíticos a lo largo del cañón del Mississippi ($86^{\circ}44'W$, $86^{\circ}42'W$, $86^{\circ}40'W$, $86^{\circ}37'W$, $86^{\circ}34'W$, $86^{\circ}26'W$, $86^{\circ}23'W$ y $86^{\circ}21'W$). En la Región Este del perfil 10 (Figura 35), la sección sísmica muestra en dos sectores: el primero entre $86^{\circ}33'W$ y $86^{\circ}27'W$ y el segundo entre $86^{\circ}20'W$ y $86^{\circ}16'W$; estratificación en los primeros 20 a 50 m de penetración después de los 50 m de espesor, la energía sísmica es absorbida y es aquí, que se considera como el basamento acústico.

Entre las longitudes $86^{\circ}27'W$ y $86^{\circ}20'W$, en esta zona carece de respuesta sísmica. El cruce del perfil 10 con el perfil 38 es en la latitud $26^{\circ}13'N$.

La sección sísmica del perfil 26 corre a lo largo de la latitud $25^{\circ}58'N$, con una orientación de E-W, y tiene una extensión de 100 km, iniciando en la longitud $87^{\circ}20'W$ y finalizando en $86^{\circ}21'W$ (Figura 36). En la parte superficial de este perfil se observa una capa delgada de tonalidad clara con espesor de hasta 5 m. Para la caracterización de este perfil, la sección se dividió en tres sectores: Oeste, Centro y Este.

La sección del sector Oeste del perfil 26 se muestra en la Figura 37, entre $87^{\circ}20'W$ y $86^{\circ}56'W$. La profundidad del relieve del lecho marino de la región Oeste, va decreciendo conforme se va acercando al centro. Este sector muestra una estratificación donde la energía sísmica ha penetrado de 20 m hasta 100 m de profundidad a partir del lecho marino. Además la sección muestra paquetes estratigráficos bien definidos con secuencias de capas paralelas al relieve del lecho marino del sector Oeste; esta estratificación inicia con un espesor de 50 m y hacia el centro, el espesor de la estratificación se incrementa hasta llegar a los 100 m. Los paquetes estratigráficos son interrumpidos por estratos sísmicamente transparentes producto de canales enterrados "*channel-levee*" que son canales enterrados y se caracterizan por tener una forma cóncava.

La sección del sector Oeste del perfil 26 muestra dos "*channel-levee*", el primero se encuentra casi en la superficie y se localiza por debajo de la primera capa delgada del lecho marino, entre los $87^{\circ}11'W$ a los $87^{\circ}02'W$, con un espesor de 10 a 15 m y un largo de aproximadamente 11 km. El segundo "*channel-levee*" que se muestra en el sector Oeste, se encuentra a partir de los 30 m por debajo del lecho marino, entre los $87^{\circ}14'W$ y $87^{\circ}02'W$, con un espesor de 10 m y una longitud de aproximadamente 22 km. En la longitud $87^{\circ}03'W$, la estratificación ha sido seccionado por filtraciones de fluidos o gases entre los $87^{\circ}04'W$ y $86^{\circ}56'W$, observándose hundimientos en la superficie del lecho marino.

La Figura 38 muestra el sector Centro del perfil 26 ($86^{\circ}56'W$ y $86^{\circ}37'W$), donde la topografía del lecho marino está casi plana. La estratificación solo se ve entre los primeros 10 a 30 m por debajo del lecho marino, y a partir de esta zona se encuentra el basamento

acústico. La sección muestra casi nulos rasgos sísmicos. Una capa semitransparente de pocos metros, compone la superficie del lecho marino. El sector Este del perfil 26, ubicado entre $86^{\circ}37'W$ y $86^{\circ}21'W$ (Figura 39), muestra que la topografía del lecho marino incrementa su pendiente y tiene características similares a los de la región Oeste. Entre $86^{\circ}24'W$ y $86^{\circ}21'W$, la sección muestra estratificación hasta los 50 m de penetración y el cruce del perfil 26 con el perfil 38 se ubica en la latitud $25^{\circ}58'N$ y longitud $86^{\circ}33'W$.

La Figura 40 muestra la sección sísmica del perfil 32, con una orientación de E-W y corre a lo largo de la latitud $25^{\circ}34'N$, inicia en la longitud $88^{\circ}09'W$ y termina en $86^{\circ}33'W$. La dimensión a lo largo de esta sección es de 175 km. La sección muestra que toda la superficie del lecho marino está compuesta con una capa de sedimentos no consolidados (5 a 10 m de espesor) y más abajo, es observable la estratificación con lentes que son zonas sísmicamente transparentes. A su vez, la superficie del lecho marino en el sector Oeste está afectado por zonas de discontinuidad en los estratos. También, la sección del perfil 32 se dividió en el sector Oeste, Centro y Este, para describir en detalle los rasgos sísmicos que presenta sus secciones.

La Figura 41 muestra el sector Oeste del Perfil 32 ($88^{\circ}09'W$ a $87^{\circ}33'W$). La profundidad del lecho marino de este sector disminuye al inicio de la sección ($88^{\circ}09'W$ a los $88^{\circ}04'W$), pero conforme avanza la sección sísmica hacia el centro, la profundidad del lecho marino se incrementa. Esta sección muestra estratificación paralela al piso oceánico. Casi al inicio de la sección la penetración alcanza 50 m de profundidad, pero conforme avanza hacia el Este, el espesor de la estratificación va aumentando hasta llegar a 100 m.

El sector Oeste del Perfil 32 muestra tres canales sepultados que están rodeados de paquetes estratigráficos y ubicados entre las longitudes $88^{\circ}04'W$ a $87^{\circ}58'W$, $87^{\circ}53'W$ a $87^{\circ}41'W$ y $87^{\circ}44'W$ a $87^{\circ}39'W$ respectivamente. El primer canal sepultado mide 11 km de largo y tiene espesores de hasta 30 m; mientras que el segundo, tiene una longitud de 23 km y un espesor que varía de los 5 m hasta los 15 m. Un poco más abajo de los 3,300 m de profundidad, se encuentra el tercer canal sepultado con un espesor de 5 a 10 m y una longitud de 11 km. La sección muestra que en $87^{\circ}45'W$ y entre $87^{\circ}40'W$ y $87^{\circ}35'W$, los

estratos son discontinuos por posibles filtraciones de gases o fluidos ascendentes que alcanza la superficie del lecho marino.

Entre las longitudes $87^{\circ}33'W$ a los $87^{\circ}03'W$ se ubica el sector Centro del Perfil 32 (Figura 42). La topografía del lecho marino de este sector tiene muy pocas irregularidades comparadas con el resto de la sección. La sección muestra estratificación desde el lecho marino, alcanzando una penetración que varía entre los 30 a 100 m de profundidad, sin embargo en algunas zonas de este sector la estratificación es difusa.

A partir de los 3,400 m de profundidad con respecto al piso oceánico, la penetración de la energía es casi nula, marcando el inicio del basamento acústico. Además la sección en la Figura 42, muestra dos lentes sísmicamente transparentes paralelos entre sí, ubicados entre las longitudes $87^{\circ}22'W$ y $87^{\circ}09'W$. El lente más superficial se encuentra a 10 m a partir del lecho marino, mientras que el segundo se localiza a los 30 m; ambos tienen un espesor entre 10 a 30 m y se extienden unos 21 km y 26 km de longitud respectivamente. Los extremos de los lentes difícilmente se identifican, en donde los reflectores de la estratificación son difusos. Además, la sección muestra dos zonas discontinuas en la estratificación ubicados en $87^{\circ}30'W$ y la otra entre $87^{\circ}06'W$ y $87^{\circ}03'W$.

El sector Este del Perfil 32 (Figura 43) está entre $87^{\circ}03'W$ y $86^{\circ}33'W$. La topografía del lecho marino en este sector, tiene una pendiente ascendente que va disminuyendo desde el centro al final de la sección. La sección muestra que a partir de la superficie del lecho marino una imagen de la estratificación que varía de 20 hasta 100 m de penetración a lo largo de toda la región Este. En el extremo oriente, la sección muestran tres canales sepultados entre $86^{\circ}46'W$ y $86^{\circ}36'W$, con espesores entre los 5 y 20 m y con longitudes de 3 km, 13 km y 7 km, respectivamente. Además en esta sección la superficie del lecho marino tiene hundimientos que están asociados a discontinuidades, quizás son producto de filtración. El cruce del perfil 38 se ubica en $25^{\circ}34'N$ y $86^{\circ}35'W$.

La sección sísmica del perfil 38 mostrada en la Figura 44, tiene una orientación de N-S, y corre desde el perfil 1 hasta el perfil 33. La intersección del perfil 38 con el perfil 10 se ubica en $26^{\circ}13'N$, con el perfil 26 en $25^{\circ}58'N$ y con el perfil 32 en $25^{\circ}34'N$. Esta sección sísmica inicia en la latitud $26^{\circ}23'N$ y termina en $25^{\circ}29'N$ y corre a lo largo de la longitud

86°33'W y se extiende 100 km. La superficie del lecho marino de toda la sección, muestra una delgada capa de aproximadamente 5 m de espesor de sedimento no consolidado.

La sección del perfil 38 muestra una respuesta sísmica difusa y oscura por debajo del lecho marino de 20 a 100 m de espesor, mostrando estratificación en el sector Norte, entre 26°18'N y 26°11'N y en el sector Sur, entre 25°42'N y 25°29'N. Debajo de la capa difusa y oscura, la sección sísmica no presenta rasgos sísmicos y esto es considerado como parte del basamento acústico. Para facilitar la descripción de las características sísmicas, esta sección se dividió en dos sectores: Norte y Sur.

La Figura 45 muestra la sección sísmica del sector Norte del Perfil 38, que corre de 26°23'N hasta 25°56'N. En su extremo Norte, el piso oceánico es casi plano con pequeñas perturbaciones en su superficie, pero conforme se mueve hacia el Sur, la topografía se incrementa en 150 m hasta 26°16'N, y decrece de 3,050 a 3,200 m de profundidad, como un corte de una dorsal. La elevación tipo dorsal presenta algunos paquetes estratigráficos con espesores entre 25 a 50 m en su cima. Además la elevación presenta un corte de cañon submarino (26°16'N y 86°32'W) con un ancho de 600 m y una altura de 40 m. Entre 26°15'N a los 25°40'N, esta elevación es producto de la gran aporte sedimentario proveniente del abanico del Mississippi.

El sector Sur de la sección sísmica del perfil 38, en la Figura 46 entre 25°56'N y 25°29'N, muestra al principio de la sección, la elevación de la topografía que disminuye hacia el Sur. A partir de los 25°43'N, las profundidades del lecho se mantienen en los mismos valores de profundidad. En el extremo sur de este sector, la sección muestra estratificación en los primeros 80 m de penetración. Entre latitudes 25°40'N y 25°39'N, los estratos sísmicos son interrumpidos por discontinuidades verticales y en la superficie, estas discontinuidades se asocian a hundimientos observados en la sección.

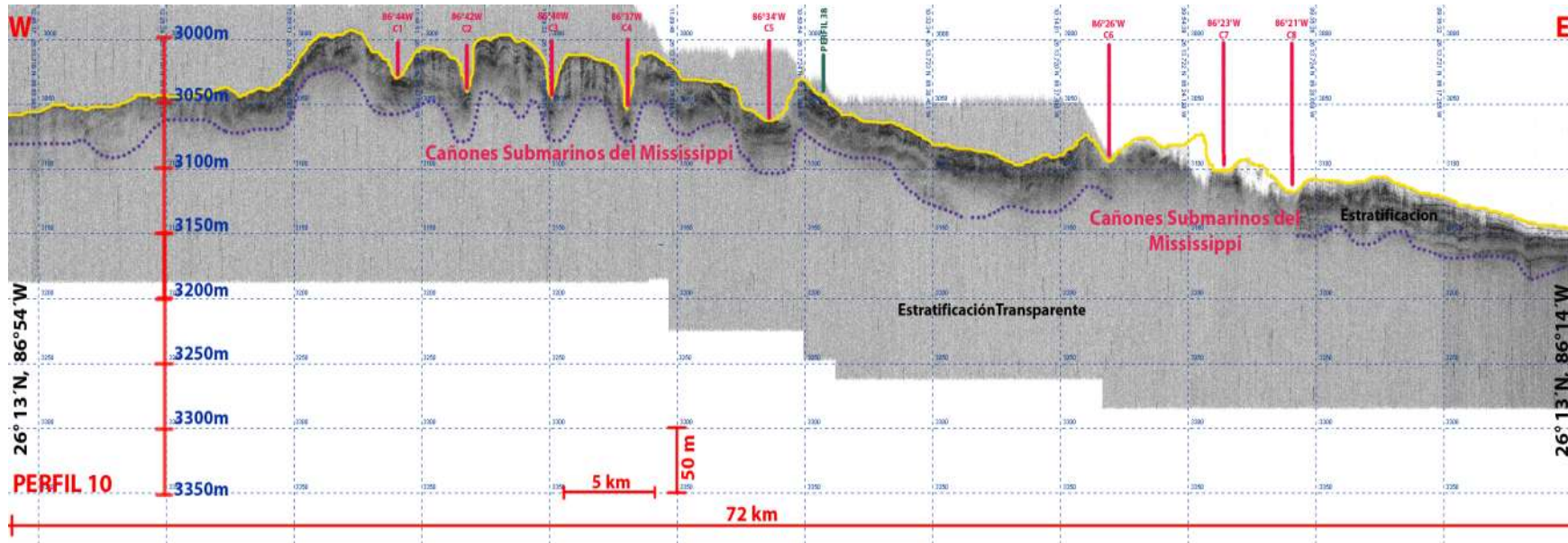


Figura 32. Sección Sísmica del perfil 10 con orientación de este a oeste y un largo de 72 km, de las campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13 a bordo del B/O JUSTO SIERRA.

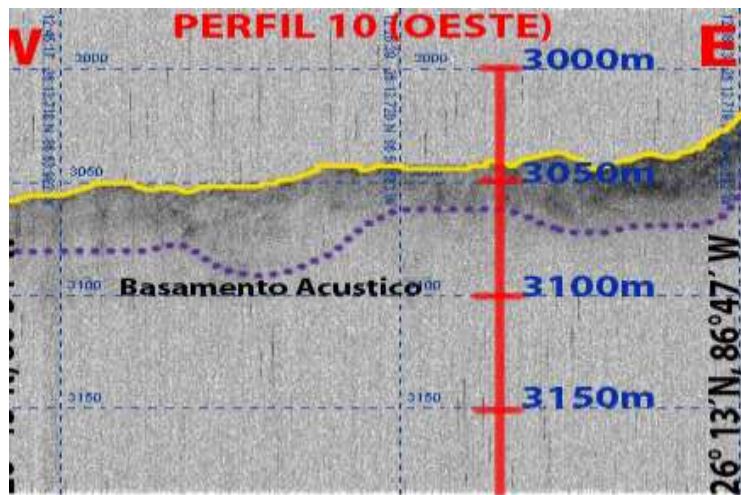


Figura 33. Sección sísmica en el sector Oeste del perfil 10 (86°54'W y 86°47'W).

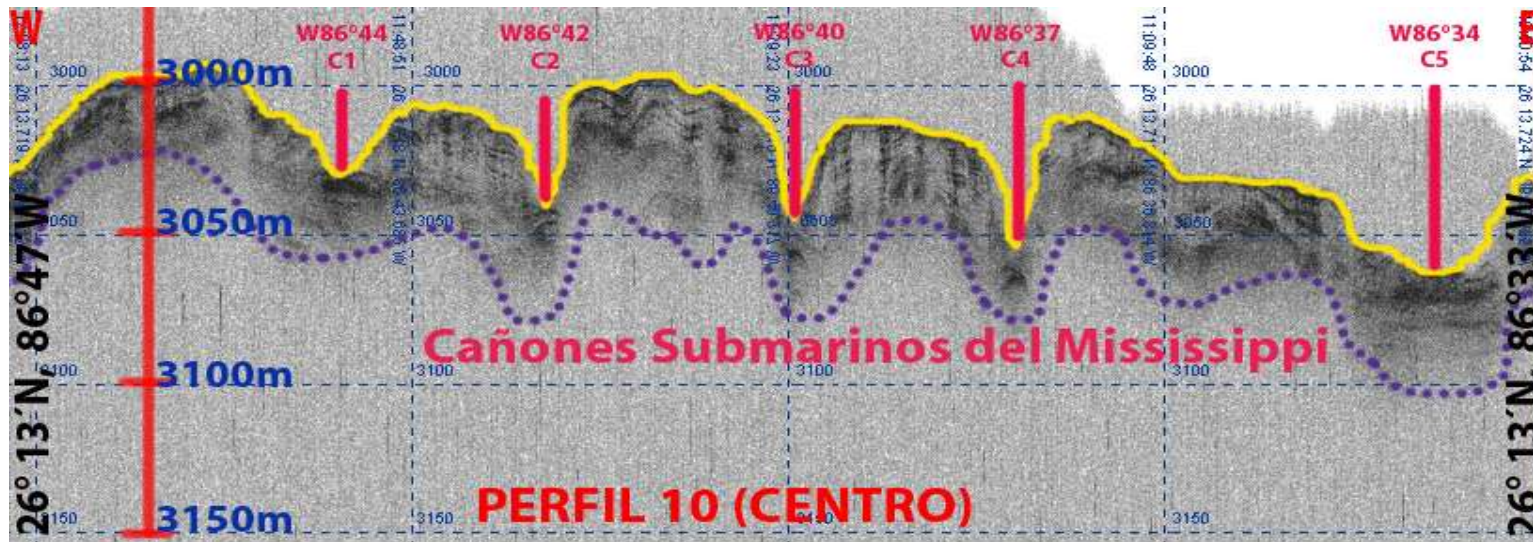


Figura 34. Sección sísmica en el sector Centro del perfil 10 (86°47'W y 86°33'W).

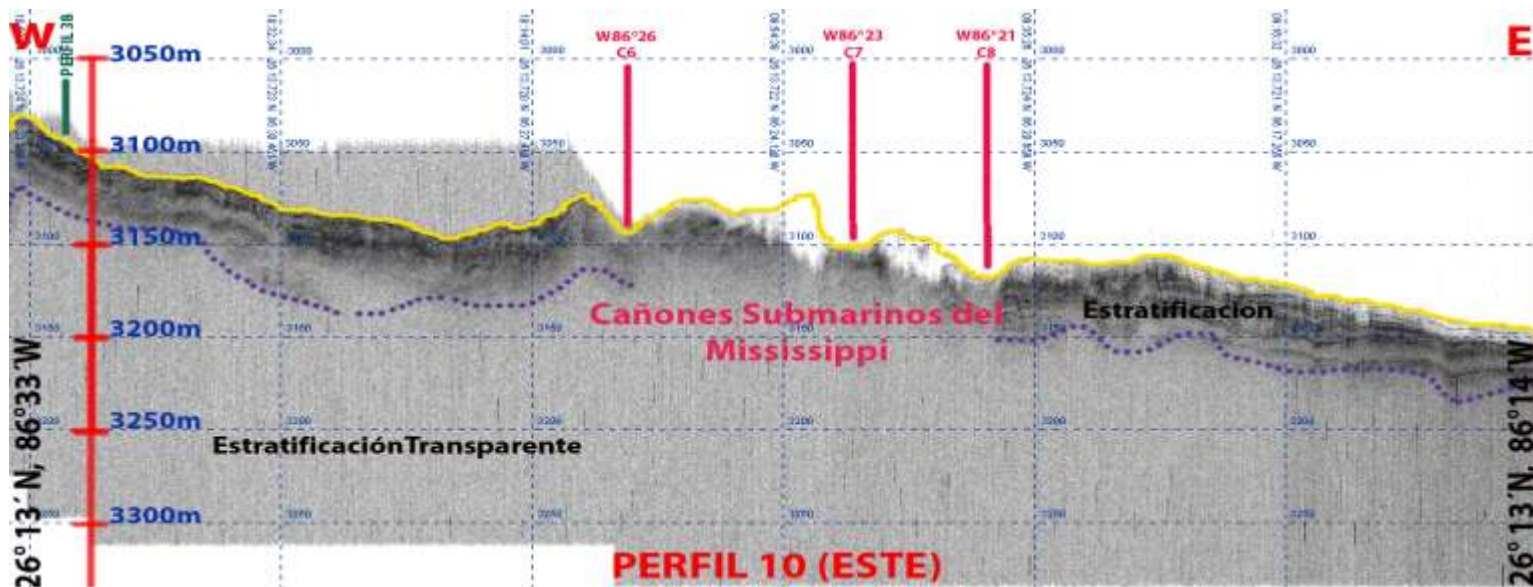


Figura 35. Sección sísmica en el sector Este del perfil 10 (86°33'W y 86°14'W).

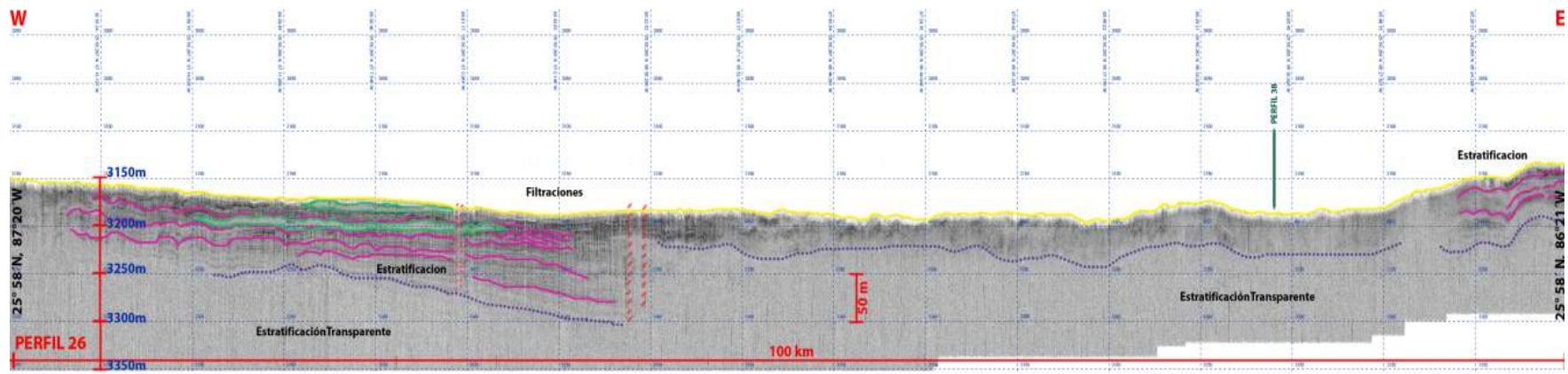


Figura 36. Sección Sísmica del perfil 26 con orientación de este a oeste y un largo de 100 km, de las campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13 a bordo del B/O JUSTO SIERRA.

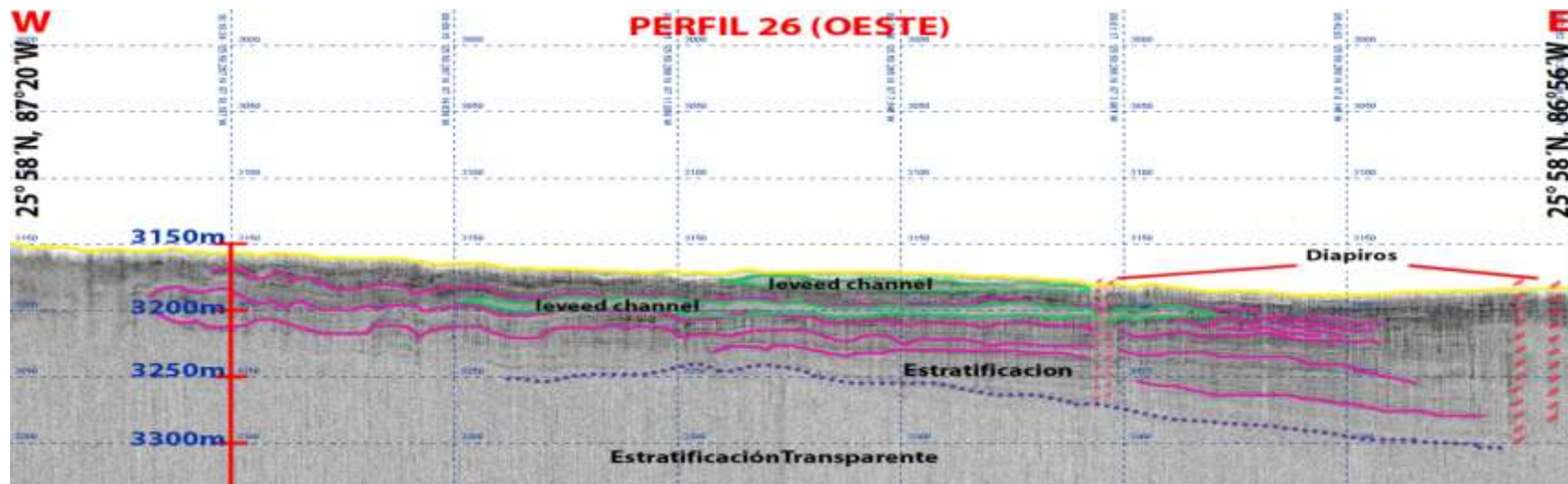


Figura 37. Sección sísmica en el sector Oeste del perfil 26 (87°20'W y 86°56'W).



Figura 38. Sección sísmica en el sector Centro del perfil 26 (86°56'W y 86°37'W).

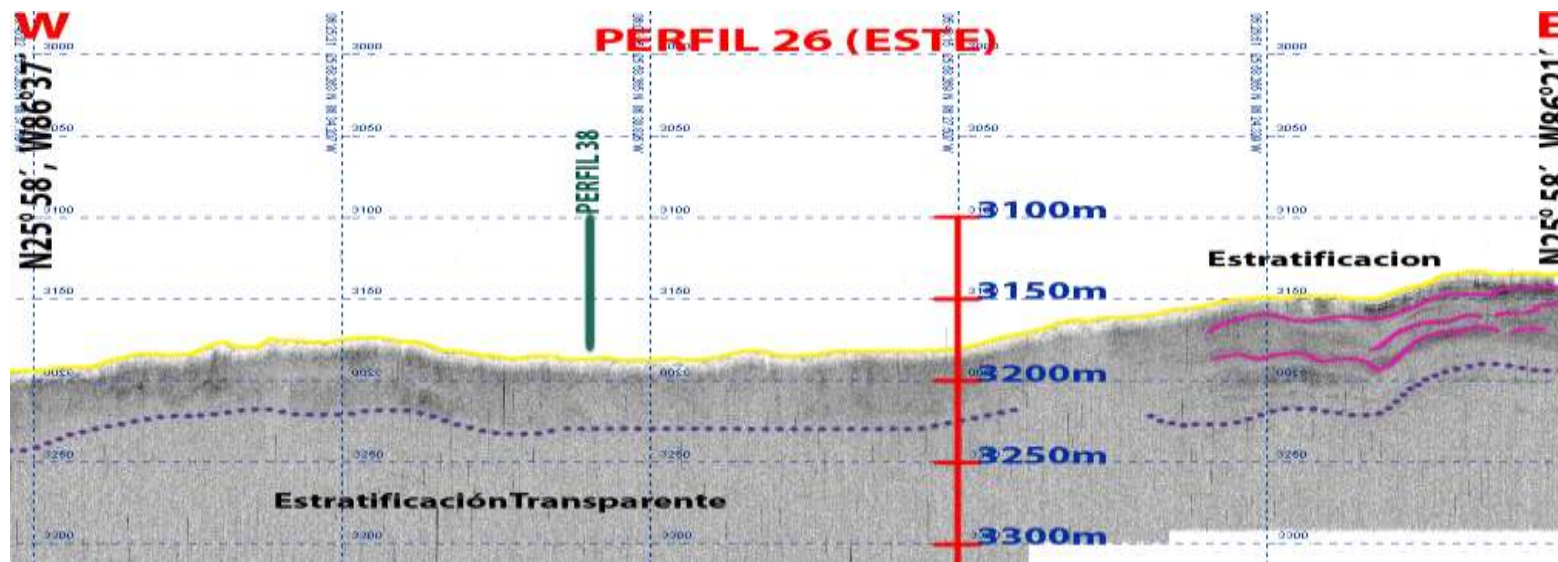


Figura 39. Sección sísmica en el sector Este del perfil 26 (86°37'W y 86°21'W).

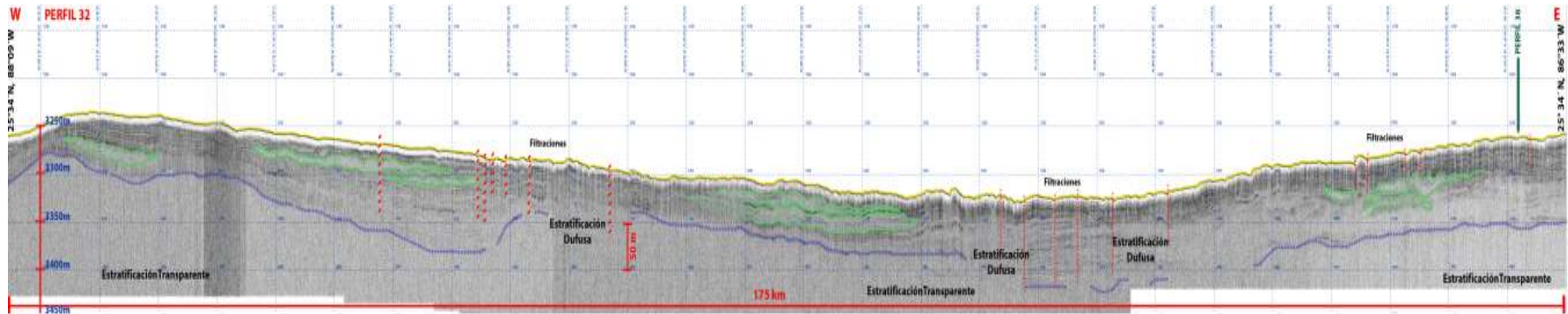


Figura 40. Sección Sísmica del perfil 32 con orientación de este a oeste y un largo de 175 km, de las campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y 13 a bordo del B/O JUSTO SIERRA.

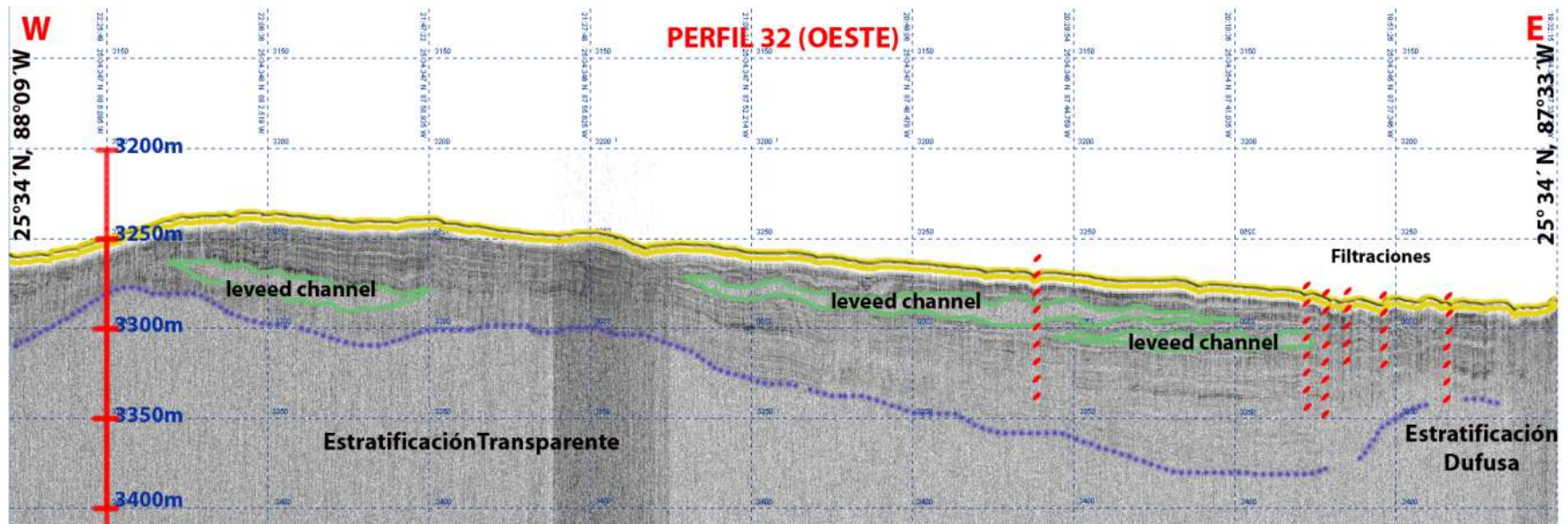


Figura 41. Sección sísmica en el sector Oeste del perfil 32 (88°09'W y 87°33'W).

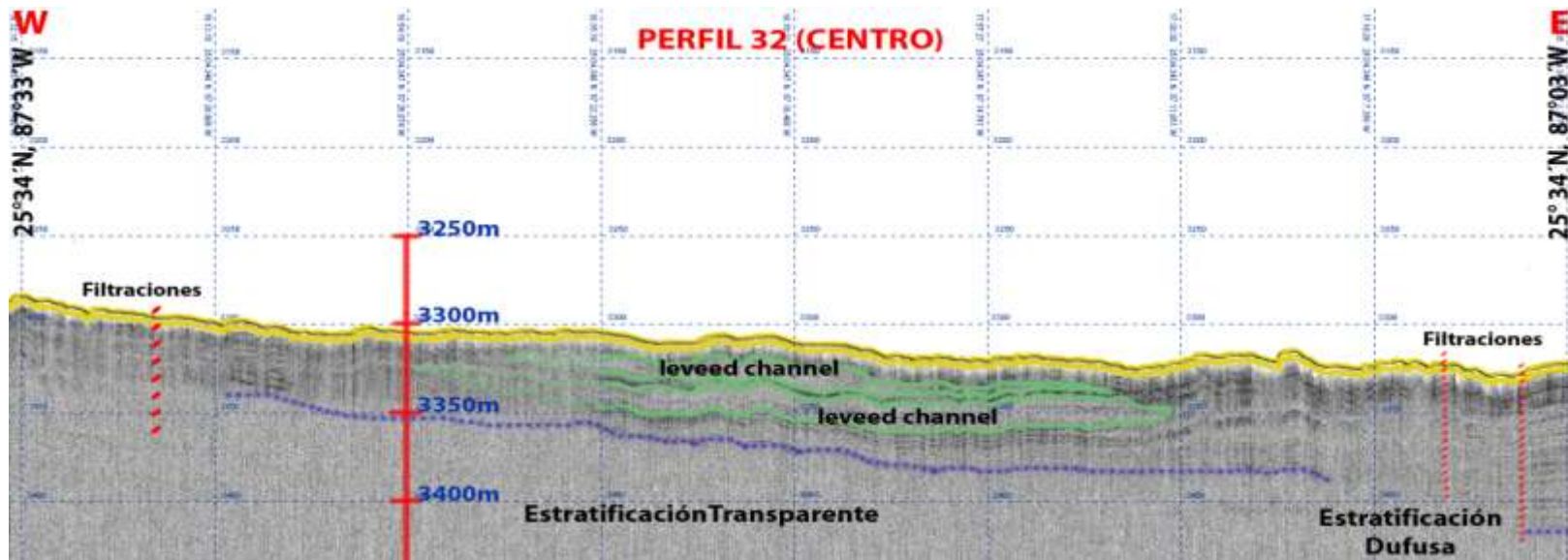


Figura 42. Sección sísmica en el sector Centro del perfil 32 (87°33'W y 87°03'W).

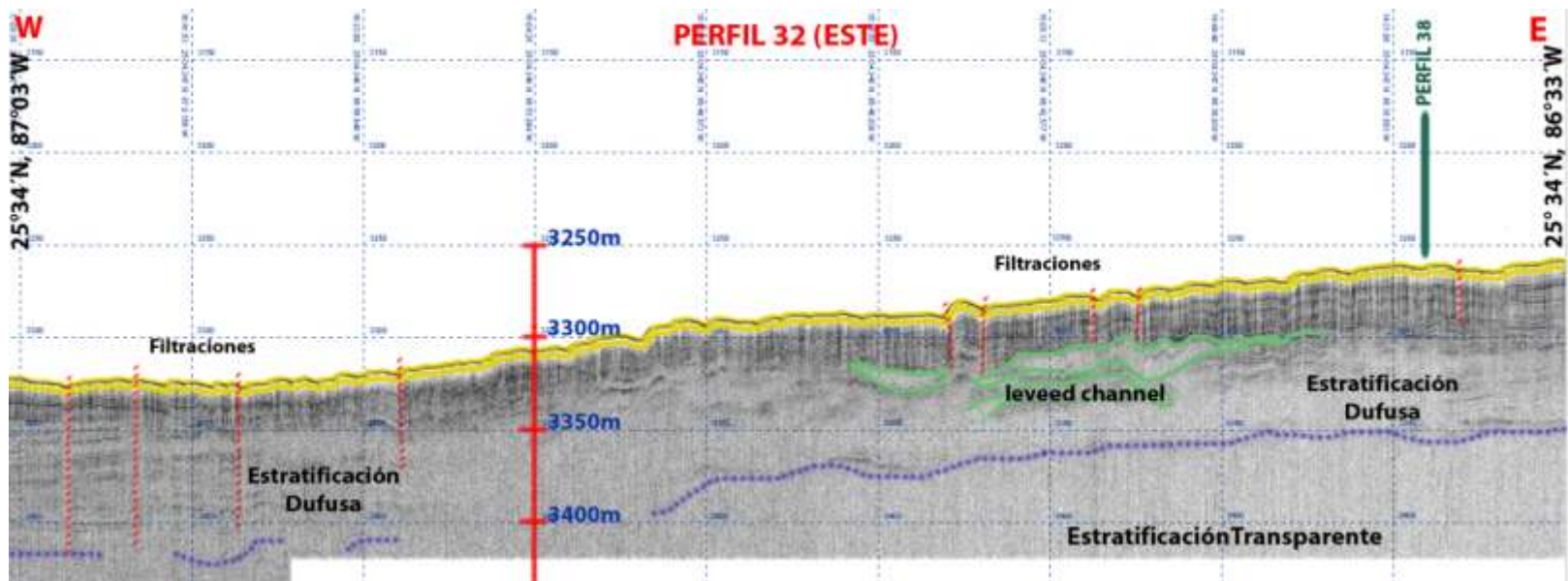


Figura 43. Sección sísmica en el sector Este del perfil 32 (87°03'W y 86°33'W).

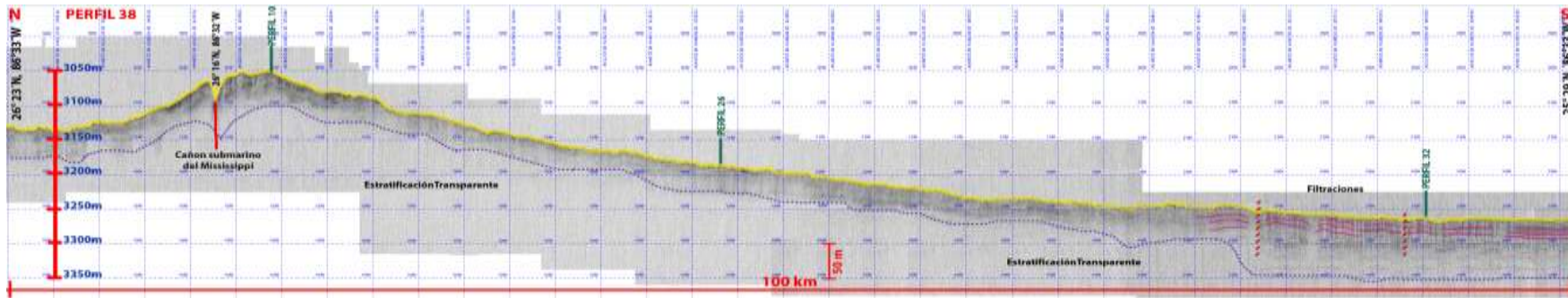


Figura 44. Sección Sísmica del perfil 38 con orientación de Norte a Sur y un largo de 100 km.

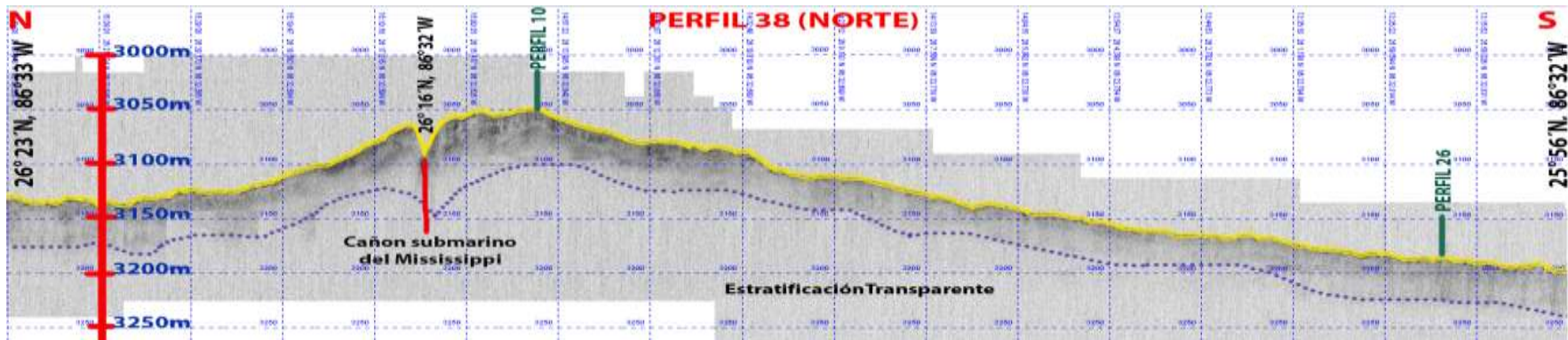


Figura 45. Sección sísmica en el sector Norte del perfil 38 (26°23'W y 25°56'W).

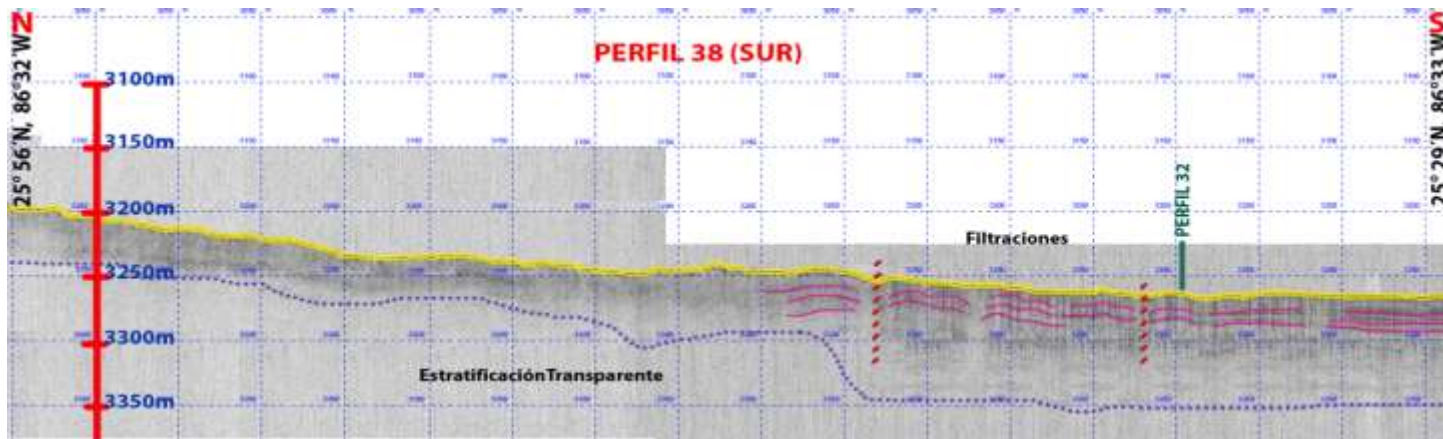


Figura 46. Sección sísmica en el sector Sur del perfil 38 (25°56'W y 25°92'W).

4.3. Datos magnéticos

Los datos magnetométricos procesados para este estudio, aportan un mapa de alta resolución (Figura 47) de las anomalías magnéticas marinas que pudieran estar relacionadas con las estructuras de la apertura del Golfo de México. La paleta de colores en el mapa magnetométrico muestra los valores más altos en colores rojos, mientras que para los valores más bajos están en color azul. El mapa de anomalía en la Figura 48, muestra varios lineamientos magnéticos marcados, que se explicaran partiendo del Norte hacia el sur y dividiéndolos en tres sectores.

En el Norte del mapa, se muestran cinco lineamientos magnéticos con una orientación de W-E y paralelos entre sí y uno más, con orientación NW-SE. Los lineamiento A1 y A2 se encuentran ubicados más hacia el Norte en la latitud $26^{\circ}20'N$ y entre las longitudes $86^{\circ}30'W$ y $86^{\circ}45'W$ y $86^{\circ}15'W$ y $86^{\circ}20'W$, respectivamente; con valores magnéticos de -105 a -120 nT. Los lineamientos B1 y B2 están en latitud $26^{\circ}15'N$ y entre longitudes $86^{\circ}47'W$ y $86^{\circ}30'W$ $86^{\circ}10'W$ y $86^{\circ}25'W$ respectivamente, con valores magnéticos -150 a -180 nT.

El lineamiento C1 tiene una forma de curva y se encuentra entre $26^{\circ}00'N$ y $26^{\circ}15'N$ y $87^{\circ}00'W$ y $87^{\circ}40'W$. El lineamiento C2 se ubica en la latitud $26^{\circ}00'N$ y entre longitudes $86^{\circ}15'W$ y $86^{\circ}25'W$. Los valores magnéticos de los lineamientos C1 y C2 van de los -120 a -165 nT. Entre las latitudes $25^{\circ}45'N$ y $26^{\circ}20'N$ y $86^{\circ}20'W$ y $86^{\circ}45'W$ se encuentra el lineamiento FZ6 perpendicular a los lineamientos A1, B1, C1, A2, B2 y C2 y que a la vez, cruza todos estos lineamientos del sector Norte. El lineamiento FZ6 tiene valores magnéticos de -195 a -45 nT.

En la parte central del mapa, los lineamientos magnéticos D, E y F son paralelos entre sí, con orientación de NW-SE. Estos lineamientos se ubican entre $25^{\circ}15'N$ y $26^{\circ}00'N$ y entre $87^{\circ}15'W$ y $86^{\circ}30'W$. Los valores magnéticos de estos lineamientos corresponden a los valores más altos detectados en el área de estudio, y son muy similares entre sí, entre los 30 a -30 nT.

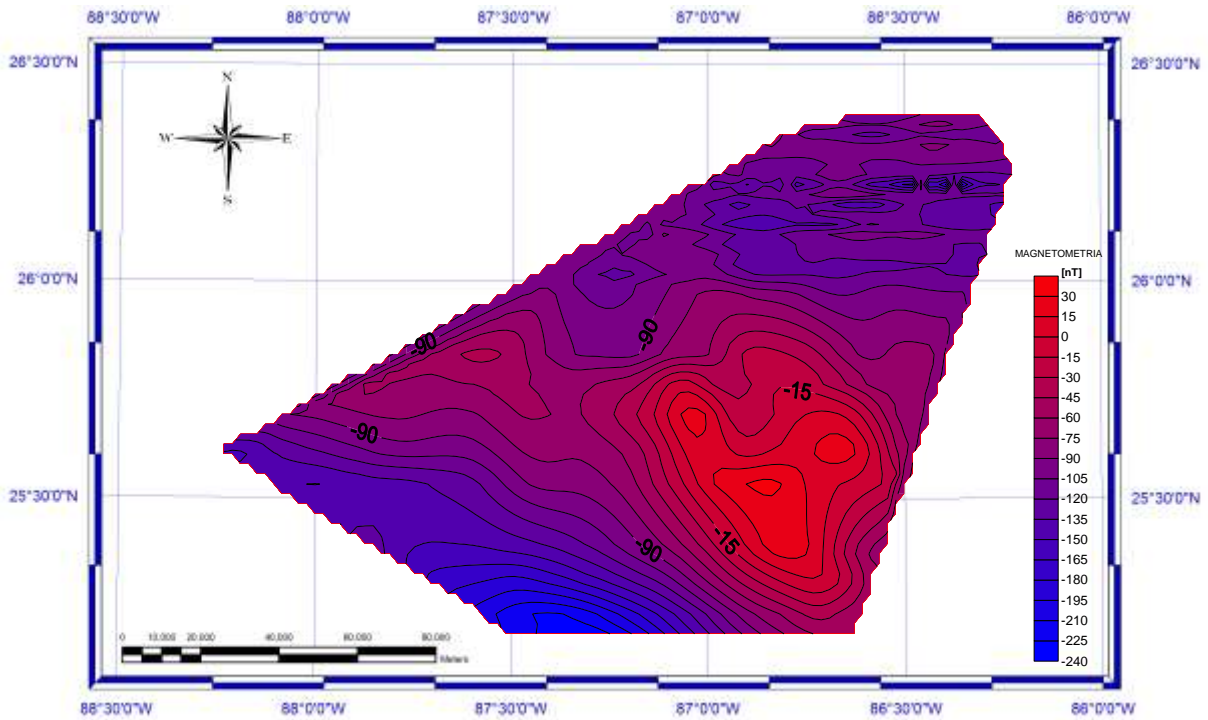


Figura 47: Mapa de anomalías magnéticas del Polígono Oriental del Golfo de México. Curvas de nivel a cada 15 nT.

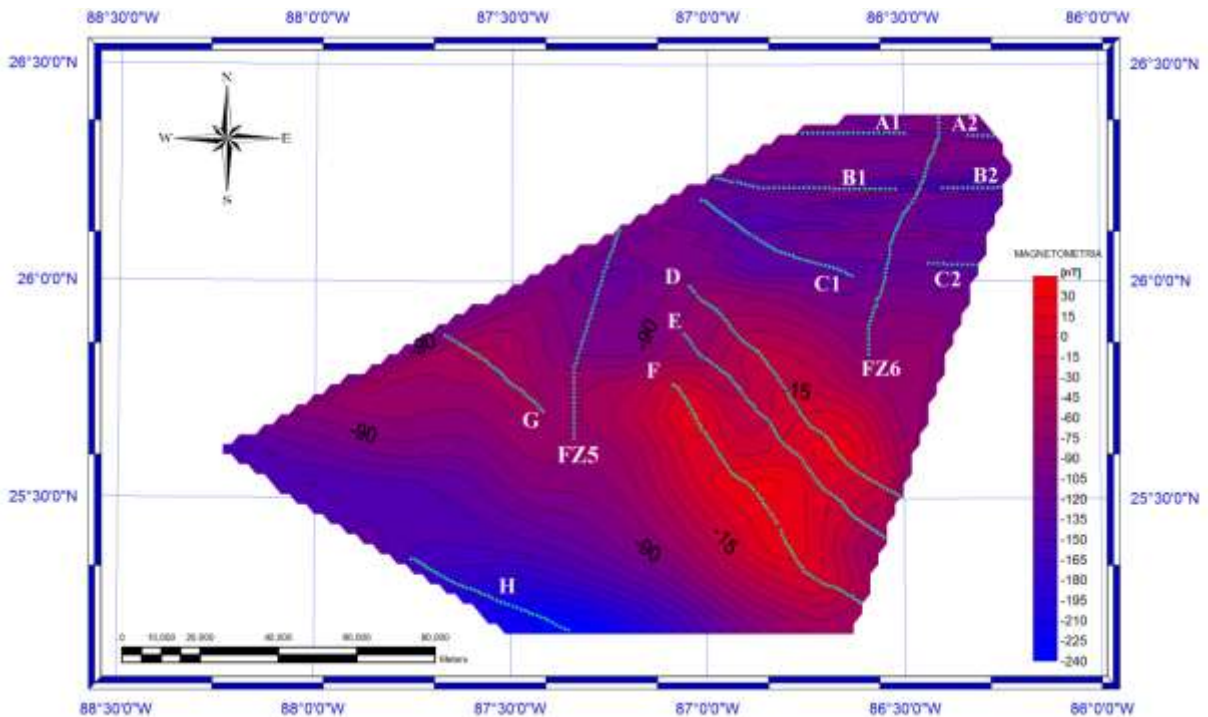


Figura 48: Mapa de anomalías magnéticas del Polígono Oriental del Golfo de México con lineamientos estructurales; nueve lineamientos magnéticos (A1, A2, B1, B2, C1, C2, D, E, F, G, H, FZ5 y FZ6). Curvas de nivel a cada 15 nT.

Al oeste del sector Centro se ubica el lineamiento G, con una dirección de NW-SE, paralelo a los lineamientos D, E y F, y localizado entre 25°40'N y 25°50'N y entre 87°25'W y

87°45'W, con valores magnéticos que varían de -60 a -105 nT. Este lineamiento magnético puede corresponder a una prolongación del lineamiento F, que ha sido interrumpido y desviado por el lineamiento FZ5, ubicado en la longitud 87°20'W y entre 25°30'N y 26°20'N. El lineamiento magnético H se encuentra en la esquina SW del área de estudio y se ubica entre las coordenadas 25°10'N y 25°25'N y 87°20'W y 87°45'W. Los valores magnéticos de este lineamiento corresponden a los valores más bajos del área de estudio y tiene un intervalo entre -165 a -240 nT.

5. DISCUSION DE RESULTADOS

La discusión de los resultados de esta tesis se ha dividido considerando los dos objetivos planteados: (1) la identificación de estructuras sedimentarias del lecho marino del polígono oriental dentro del Golfo de México, mediante la batimetría multihaz y las secciones sísmicas de alta resolución y (2) la delimitación de la geometría de la corteza oceánica y su relación en la formación del Golfo de México por medio de las anomalías magnéticas.

5.1. Batimetría multihaz y secciones sísmicas de alta resolución

El mapa batimétrico de las campañas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13, muestra un gran aporte de sedimentos que provienen desde el Cuaternario, con valores de profundidades que varían de 2,976 a 3,469 m, con una pendiente incrementándose en profundidad el relieve del piso marino con una orientación de NE a SE, mostrando las zonas someras hacia el Norte y las profundas al Sur del levantamiento batimétrico, resultado de la gran influencia que se tiene de las corrientes de turbidez, depositando sedimentos en las profundidades abisales de grano fino en las partes superiores y sedimentos basales de grano grueso (Figura 49).

El abanico del Mississippi es influenciado por la acumulación de sedimentos provenientes del río Mississippi, y que han ocurrido episódicamente, dividiéndose en paquetes de sedimentos en forma de lóbulos que conforman al abanico. Estos lóbulos se han ido acumulando en un intervalo de tiempo geológico relativamente corto, además de que los lóbulos más viejos y el actual, tienen características similares. Bouma et al, 1985, divide las edades del abanico del Mississippi en reflectores horizontales, iniciado en el Horizonte "70" base del Pleistoceno, aproximadamente 1.6 millones de años, hasta el Horizonte "0" en la actualidad.

El área de estudio de las campañas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13, se ubica en el lóbulo más joven y comprende entre el Horizonte "20" (40,000 - 55,000 millones de años) al "0" (actualidad). A su vez, el lóbulo más joven se ha dividido en tres grandes regiones (Figura 50): abanico superior "*upper fan*", abanico medio "*middle fan*" y abanico inferior "*lower*

fan"; cada una con una morfología diferente, ubicándose el área de estudio en el "*lower fan*". Las regiones del abanico del Mississippi son más anchas en el Sur que en el Norte; por lo que, el abanico inferior es la región más ancha de estas tres áreas; el ancho de esta región se mantiene igual, probablemente por la restricción del Escarpe de Florida hacia el Este, el Escarpe de Campeche hacia el Oeste y el Estrecho de Florida hacia el Sur. La región del abanico inferior es la parte más profunda de la cuenca, y en donde se presenta los bancos de los canales "*channel-levee*".

La morfología del lecho marino del sector Norte del área de estudio, está marcada por un cañón submarino entre las latitudes 26°00'N y 26°20'N y longitudes 87°00'W y 86°10'W', siendo el canal más joven del abanico del Mississippi. El canal indica que no tiene una forma estable, pero su curso se ha desviado en varias ocasiones. La morfología del sector Norte es analizada en conjunto a las imágenes del Sonar Sidescan GLORIA identificándose la parte del canal más joven (Figura 51).

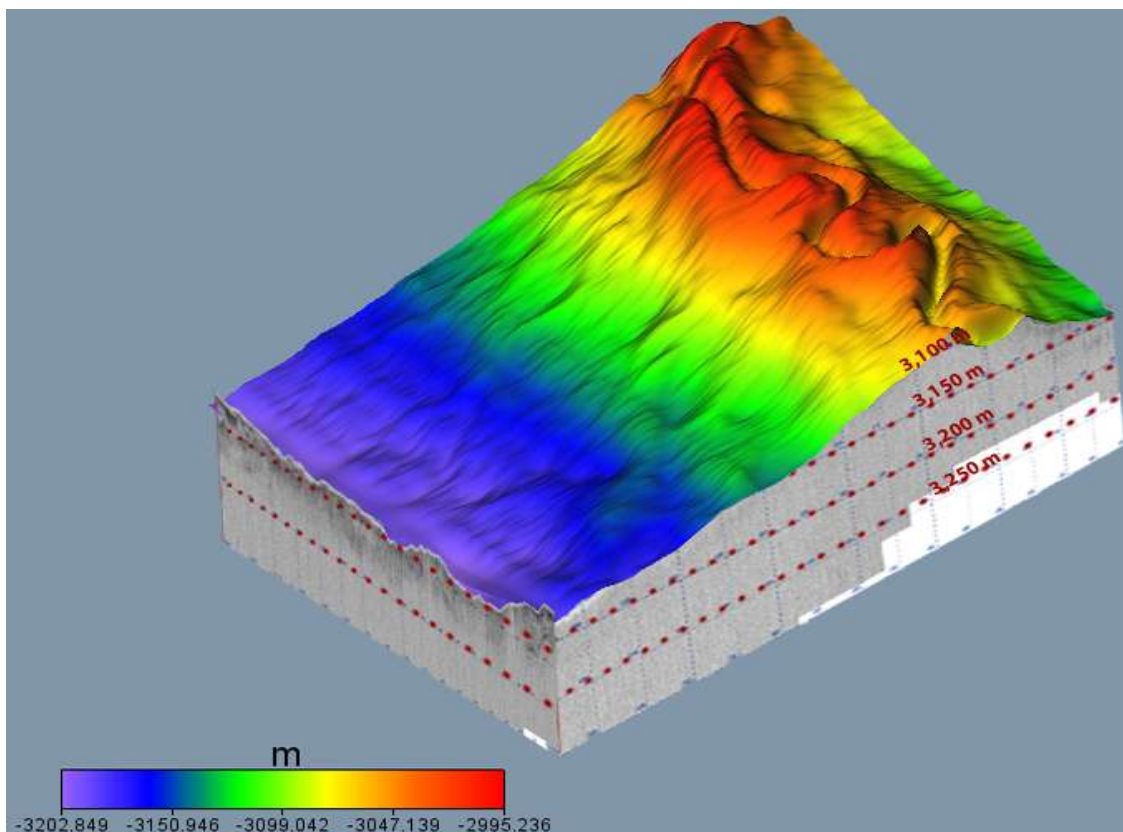


Figura 49: Batimetría del Cañón del Mississippi, con las secciones sísmicas 26 y 38. Mostrando el aporte de corrientes de turbidez con orientación de NE a SE, resultando una pendiente que incrementa en profundidad del relieve del piso marino conforme se acerca al Sur.

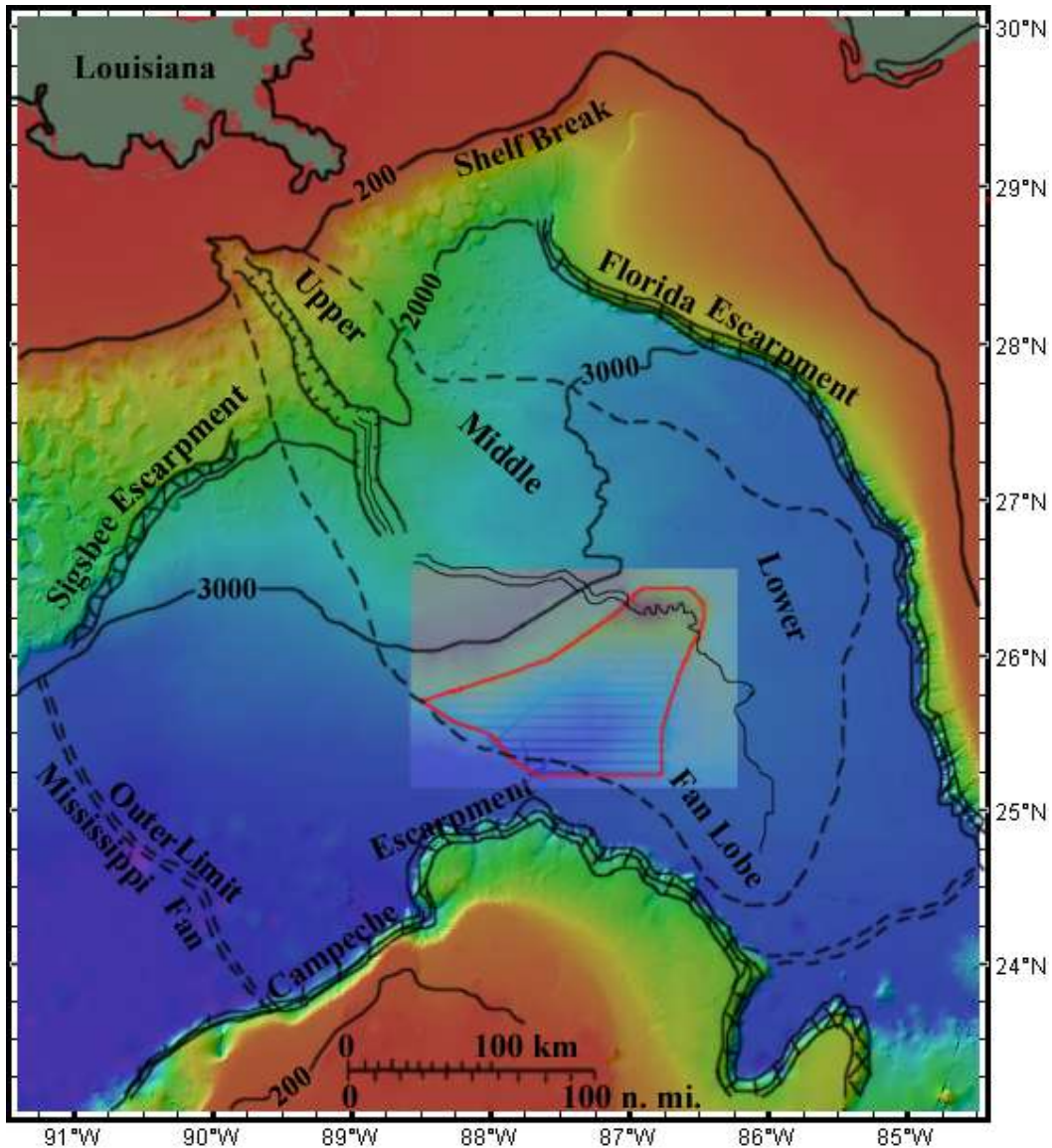


Figura 50. Abanico del Mississippi con el área de estudio y las tres regiones: lóbulo superior "upper fan", lóbulo medio "middle fan" y lóbulo inferior "lower fan" [Modificada de Salvador, 1991].

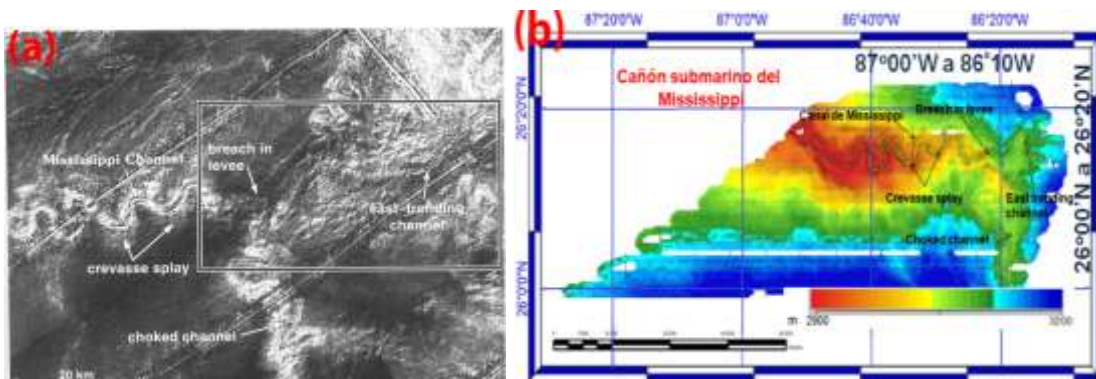


Figura 51: (a) Imágenes del Sonar Sidescan GLORIA de la morfología del sector Norte [obtenida de Twichell al., 1996], y (b) Batimetría del a morfología del sector Norte de las campañas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13

Basándose en los perfiles sísmicos de alta resolución, en el relieve de la carta batimétrica, en conjunto a las imágenes de GLORIA, se analiza la evolución o etapas sedimentológicas de la parte Sur del sistema del canal del Mississippi, encontrándose una serie de grandes eventos de movimiento de masas o corrientes de turbidez "*gravity flows*" que dan forma a los canales existentes y conforman los nuevos bancos. Estas etapas se han dividido en cuatro etapas y se ilustran a continuación en la Figura 52:

(1) Inicia con la transportación de sedimentos a través del canal en la parte Sur del cañón del Mississippi, en la que las corrientes de turbidez fluyen en el cañón y son depositadas sobre los bordes del canal.

(2) Cuando el flujo turbidítico transportado a través del canal en la parte Sur es excesivo para ser contenidos en sus bordes, origina la ruptura de los mismos. Parte de este flujo al no poder hacer la abrupta curva en el meandro del canal, forma una brecha en el banco "*levee breached*", y sobrepasa el borde del sistema del canal principal. El alcance total de este desbordamiento es desconocido.

(3) Subsecuentemente las turbiditas son depositadas hacia el Este, a través de la brecha del borde formando un nuevo canal, que alimenta los lóbulos del abanico avanzando hacia el Este, casi con el escarpe de Florida.

(4) Tras la fase de construcción de los bordes del sistema con dirección Este, otro gran flujo de turbiditas altera parte del canal en su borde Norte y deposita sedimentos hacia el NE.

La Figura 53 muestra que en el sector Este de la sección sísmica 10, se encuentra una capa de transparencia acústica en los primeros 50 m de penetración, ubicada entre 86°25'W y 86°20'W, y es donde probablemente se abandona el canal submarino, formando un nuevo episodio (Avulsión). Probablemente este episodio ocurrió, en el choque de masas, provocando una barrera en el curso del canal. Esta barrera provocó que se desviara hacia el NE y que se abandonara el canal en dirección SE.

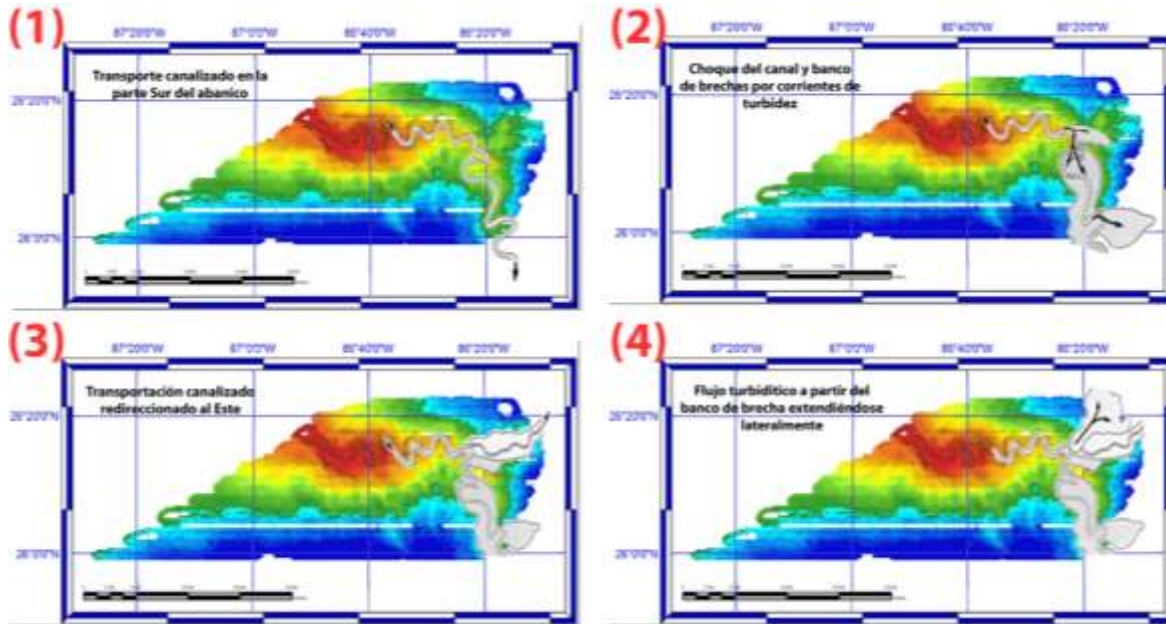


Figura 52: Evolución o etapas sedimentológicas de la parte Sur del sistema del canal del Mississippi [modificada de Twitchell al., 1996]. (1) Transporte canalizado en la parte Sur del abanico del Mississippi; (2) Choque del canal y brechamiento del banco por flujos turbidíticos; (3) Transportación canalizado redireccionado al Este; y (4) Flujo turbidítico a partir del banco de brecha extendiéndose lateralmente.

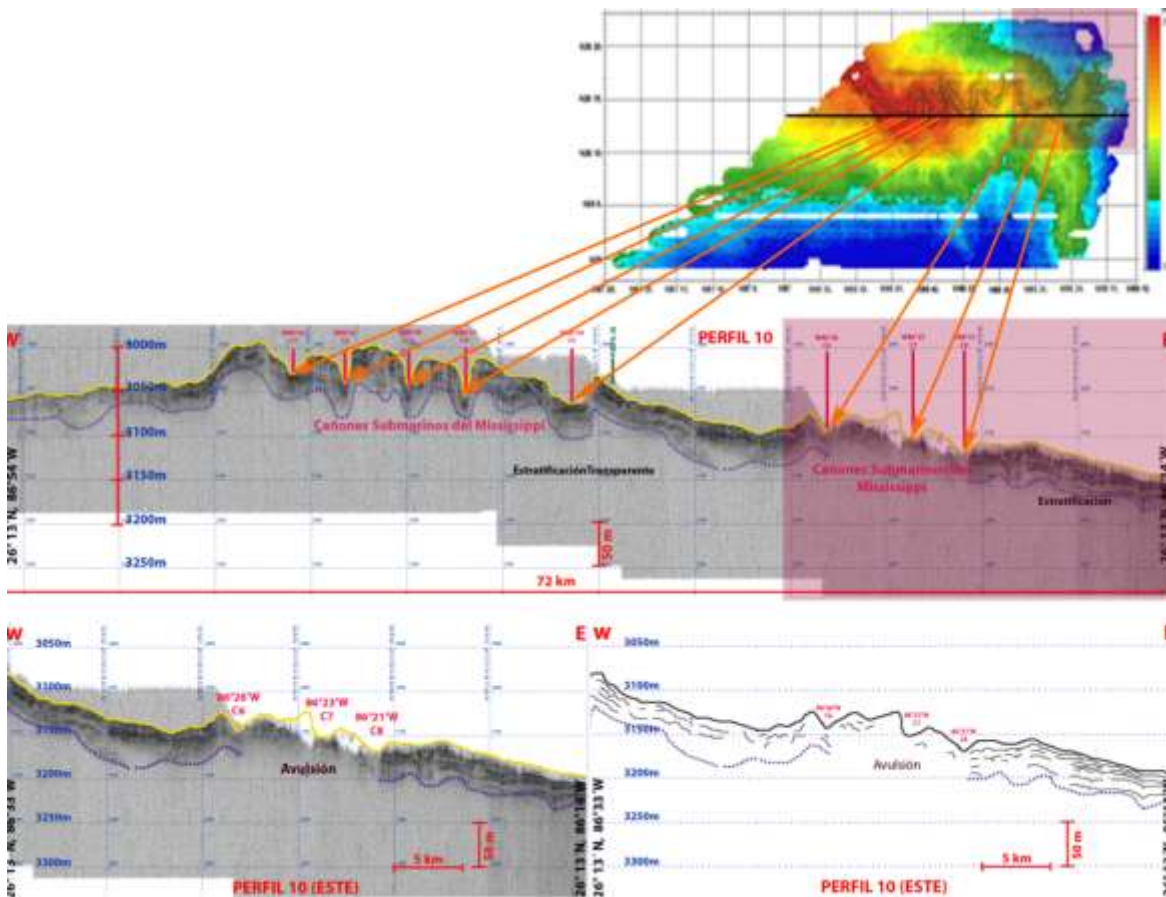


Figura 53: Parte superior del Cañón del Mississippi

Si ocurriera una nueva etapa de construcción en el abanico, es probablemente que se construiría hacia NE, a través de otra ruptura del borde. El canal en dirección NE muestra alguna bifurcación en su recorrido y termina antes de que sea irreconocible en la carta batimétrica. La Figura 54 ilustra varios canales marcados con líneas punteadas que indican que los canales han iniciado en el sector Oeste y que al paso del tiempo estos se han ido abandonados y formando un nuevo canal hacia el Este (primer canal formado mostrado en amarillo, seguido por el rojo, gris y blanco) mientras que el canal que se muestra en color verde, es muy probable que está abandonado el curso del canal y formando una nueva dirección hacia el NE; lo que sugieren que cada canal tiene un periodo corto de vida y que solo un canal es operativo en un momento dado.

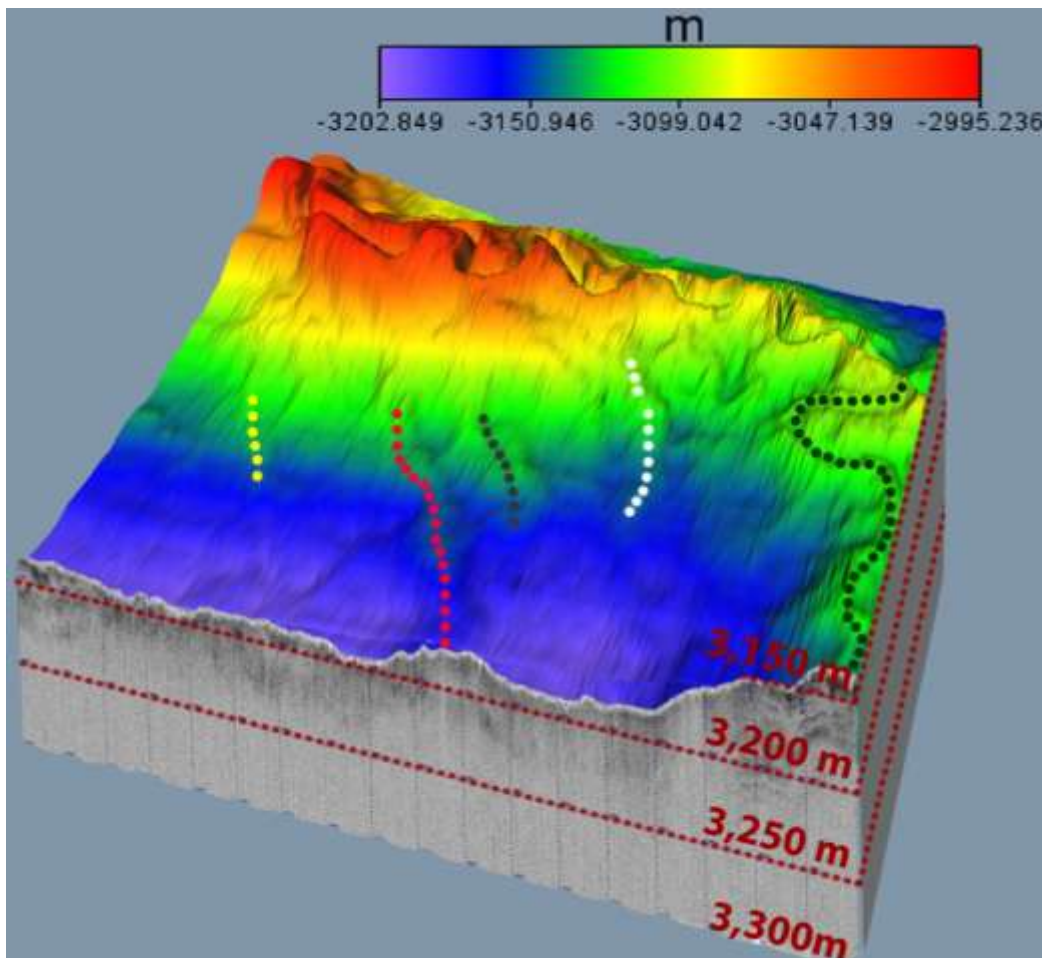


Figura 54. Canales sepultados y abandonados, formándose de Oeste a Este. Primer canal formado color amarillo, seguido por el rojo, gris, blanco y verde.

Cantidades significativas de sedimentos en su mayoría turbiditas, son transportadas a lo largo del abanico del Mississippi, alcanzando profundidades a más de 600 km de longitud

de su delta. Varias de las secciones sísmicas de alta resolución, como la sección sísmica 26 en su sector Oeste (Figura 55) muestran algunos de estos sedimentos que se encuentran abajo de depósitos ocurridos por deslizamientos y que representan sedimentos de grano fino "overbank" o capas delgadas de turbiditas entre canales.

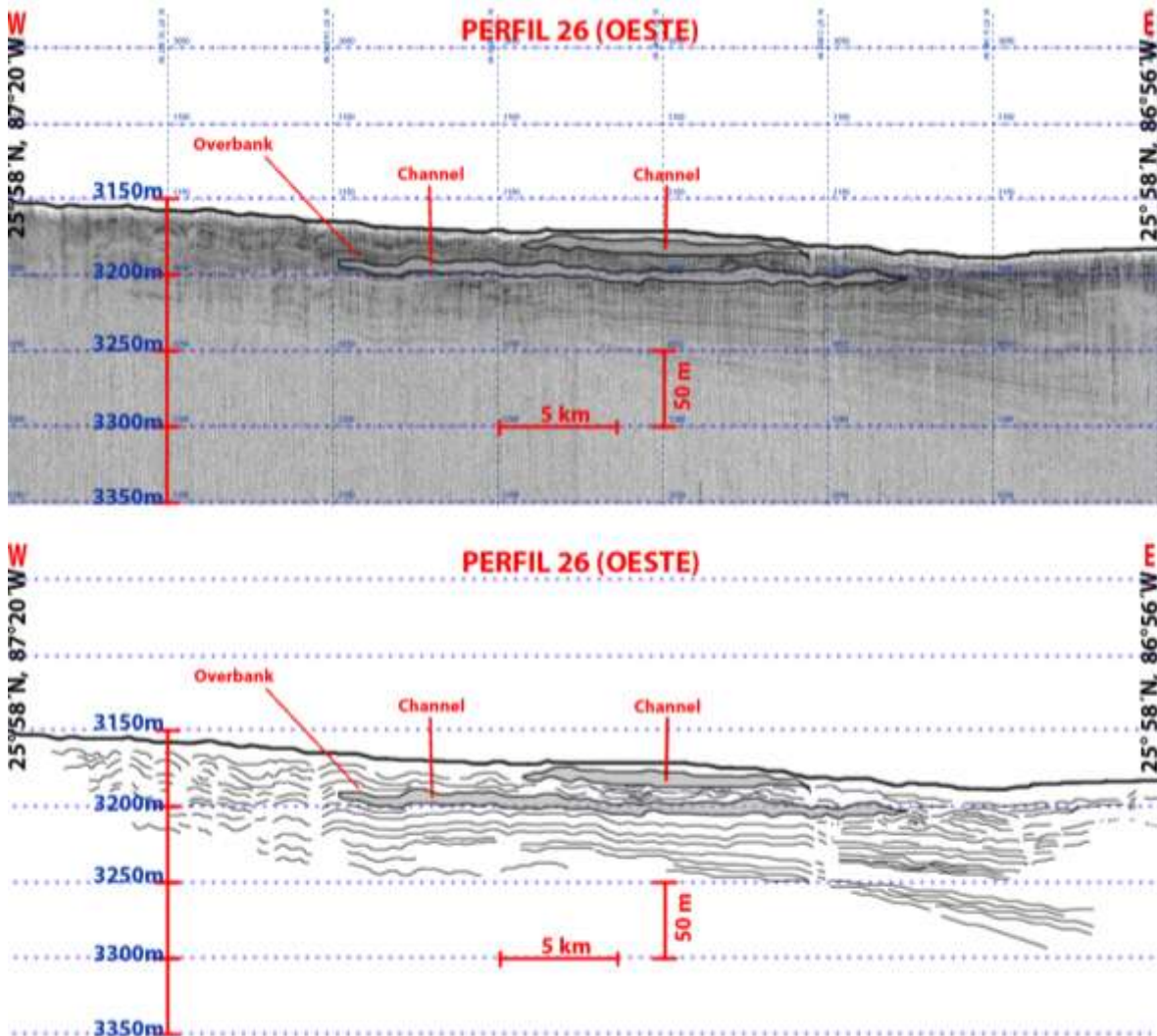


Figura 55. Parte superior del Cañón del Mississippi

La zona de estudio de las campañas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13 se encuentra cerca de tres sitios de perforación 616, 623 y 624 del proyecto DSDP Leg96, y cuentan con varias secciones sísmicas de reflexión, que muestran algunas facies sísmicas del lóbulo del abanico moderno en los Horizontes "20" (a 200 m de penetración) y "30" (a partir de 500 m de penetración) (Figura 56). Lo que sugiere que las secciones sísmicas de SIGSBEE-11 y

SIGSBEE-13, muestran solo la parte superior del Horizonte "20". Todas las secciones sísmicas de este estudio tienen una penetración entre 100 y 200 m en el subsuelo marino.

Los sedimentos superiores de los sitios 616, 623 y 624 tienen edades del Cuaternario, que van desde el Holoceno (calculándose con una tasa de sedimentación de 2.1 cm/1000 años) a finales del Pleistoceno (Wisconsiniano glacial). El sitio 616 ($26^{\circ}48.67'$ N, $86^{\circ}52.83'$ W) se localiza a 70 km en dirección NE del área de estudio y a 50 km al SE del canal central del abanico del Mississippi, mientras que los sitios 623 ($25^{\circ}46.09'$ N, $86^{\circ}13.84'$ W) y 624 ($25^{\circ}45.24'$ N, $86^{\circ}16.63'$ W) se encuentran a una distancia de 30 y 50 km, respectivamente, en dirección Este del área de estudio y a 2.5 km al Oeste del canal mas reciente del abanico inferior; la distancia entre los sitios 623 y 624 es de 4.8 km al SW.

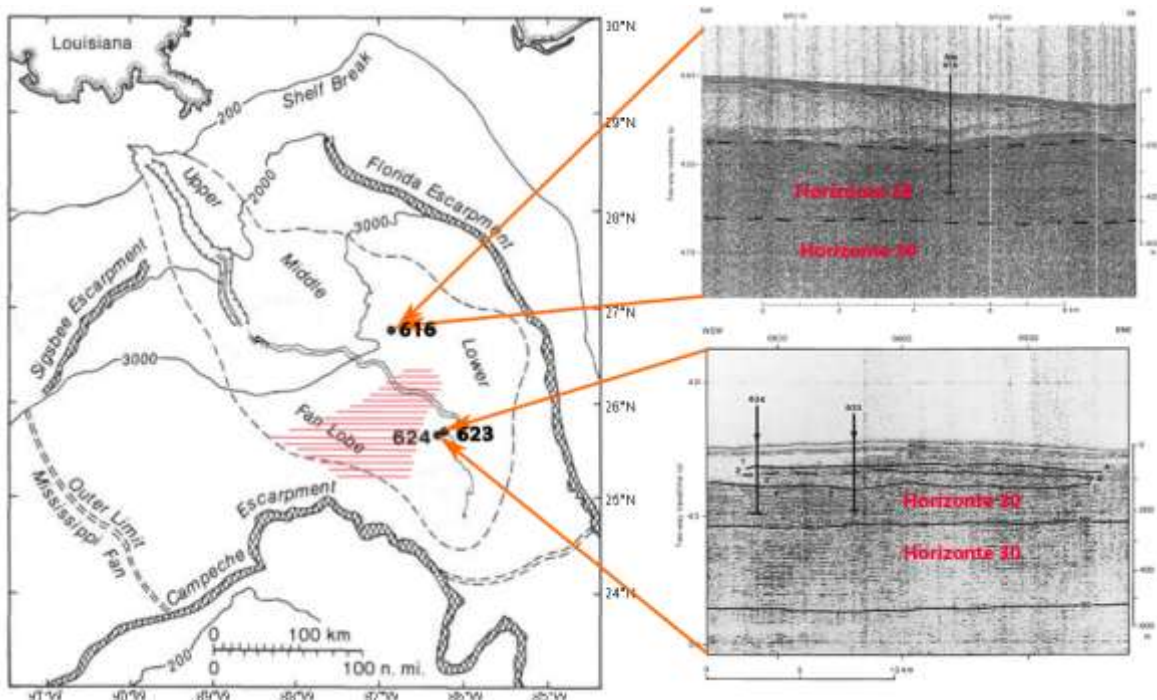


Figura 56: Sitios 616, 623 y 624 de perforación del Proyecto DSDP Leg96; y secciones sísmicas de reflexión de los sitios 616, 623 y 624 mostrando los Horizontes "20" y "30" [Obtenidos del Proyecto DSDP Leg96].

La litología de los núcleos de los sitios (Figura57), muestran en su superficie sedimentos pelágicos (menos de 1 m de espesor), que corresponde al Holoceno, que concuerda a la superficie de las secciones sísmicas de SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13. En el intervalo de 1 a 70 m de espesor los núcleos tienen intercalaciones de arena, limo y lodo laminado, y coinciden con los paquetes estratigráficos de varias de las secciones sísmicas reportadas

aquí; en este intervalo se encuentra la mayoría de los canales enterrados de estratificación opaca, el cual se sigue que es arena y limo. Para el siguiente intervalo, entre 70 y 150 m presenta arcillas y lodos. A partir del intervalo mayor a 1 m de espesor se encuentra el Pleistoceno (Wisconsiniano glacial).

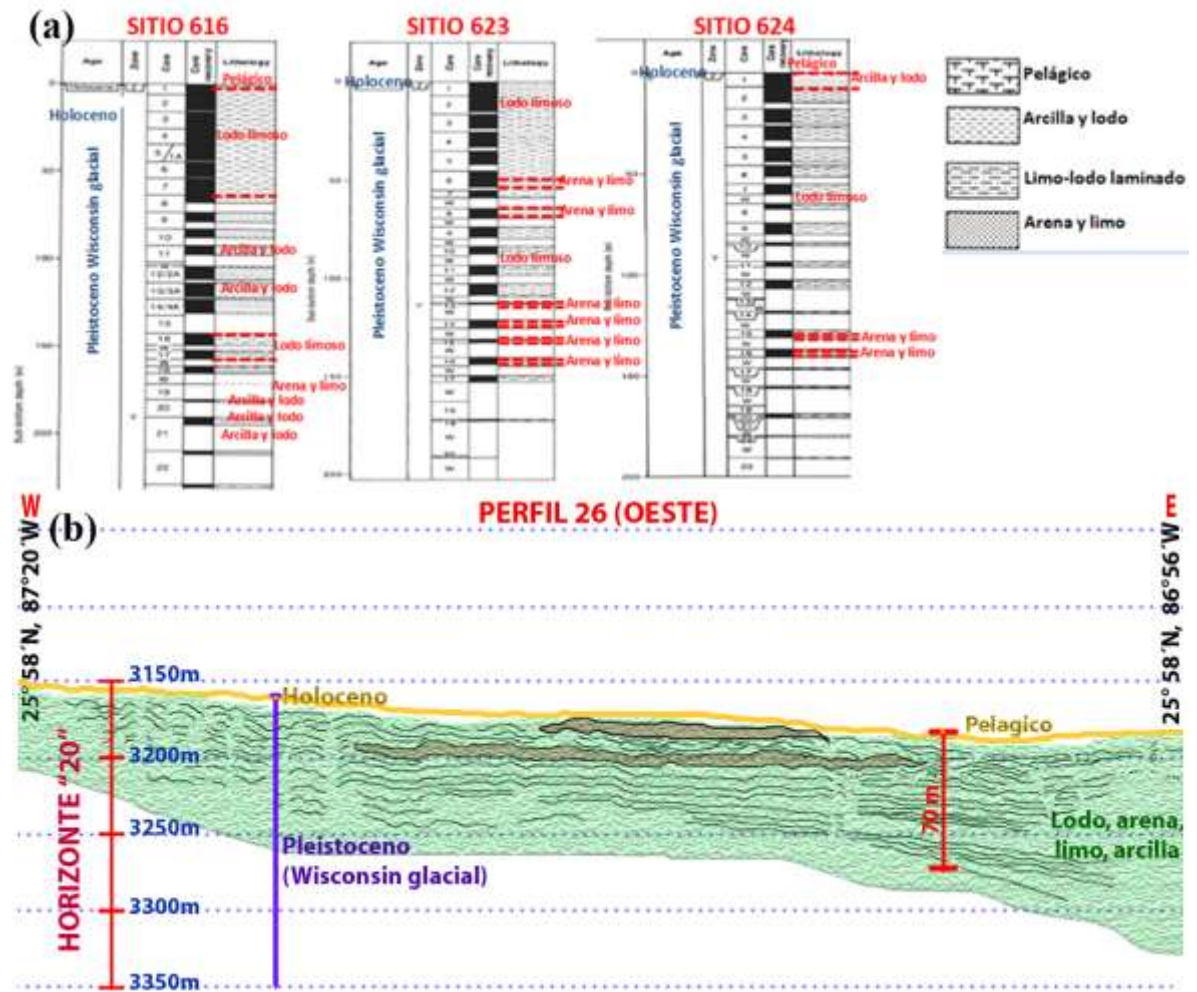


Figura 57: (a) Litología de los núcleos en los sitios 616, 623 y 624 [Obtenidos del Proyecto DSDP Leg96]; (b) Oeste de la sección sísmica 26, mostrando en la superficie sedimentos pelágicos (0-1 m), seguido de estratificación con intercalaciones de lodo, arena, limo y arcilla (1 -70 m). La superficie corresponde al Holoceno, y el resto de la sección al Pleistoceno (Wisconsiniano glacial) y Horizonte "20"

La Figura 58 muestra tres divisiones en el polígono Oriental: Oeste (Zona I en rojo), centro (Zona II en gris) y Este (Zona III en azul). La Zona I se encuentra al Oeste de las secciones sísmicas 14 a la 36 y muestra paquetes estratigráficos con espesores de 50 a 70 m. En esta zona se muestran canales enterrados en varios de las secciones sísmicas caracterizándose por tener una forma cóncava, como se ve en la Figura 55.

El final de la Zona I, la estratificación es el límite de la zona donde se tiene más sedimentación debido a los desbordamientos de los bordes del cañón del Mississippi que actuó como conducto para los sedimentos de grano grueso, depositados en la Zona II ($87^{\circ}00' W$ a $86^{\circ}30' W$). La Zona II tiene una topografía más elevada que el resto del área de estudio, alcanzando aproximadamente 50 m de espesor y con sedimentos poco consolidados, que afectan la transmisión de las ondas sísmica, en esta zona se encuentra la trayectoria del cañón submarino del Mississippi.

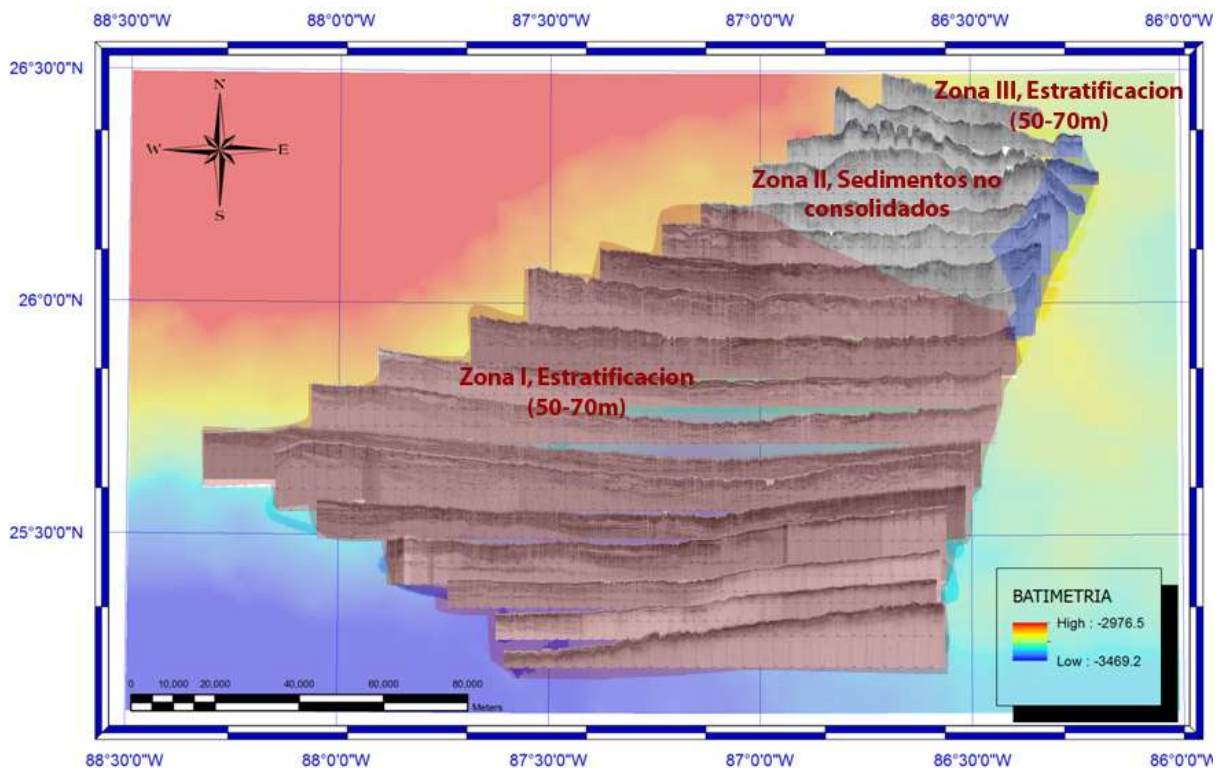


Figura 58: Zonas en el polígono Oriental del Golfo de México, al Oriente con la Zona I al Oeste en color rojo; al centro con la Zona II en gris y al Occidente con la Zona III en azul

La Zona III inicia en la latitud de $86^{\circ}30' W$ y al Este entre las secciones sísmicas 19 y 26. Estas secciones muestran paquetes estratigráficos con espesores entre 50 y 70 m. Esta estratificación mostrada en la Figura 58, en la cual ilustra claramente la relación entre la zona estratificada y sedimentación inducida por las corrientes de turbidez. También la Figura 59 muestra otras ramificaciones del cañón que han sido abandonadas, casi paralelos al canal más joven; lo que sugiere que el cambio de una posición a otra es común en esta zona, resultado del gradiente bajo y el fácil relleno de los canales. Por lo

que, el hecho de que estos canales abandonados son detectables, significa que el transporte lateral de los sedimentos lejos del canal es con menor energía al desbordarse de los canales.

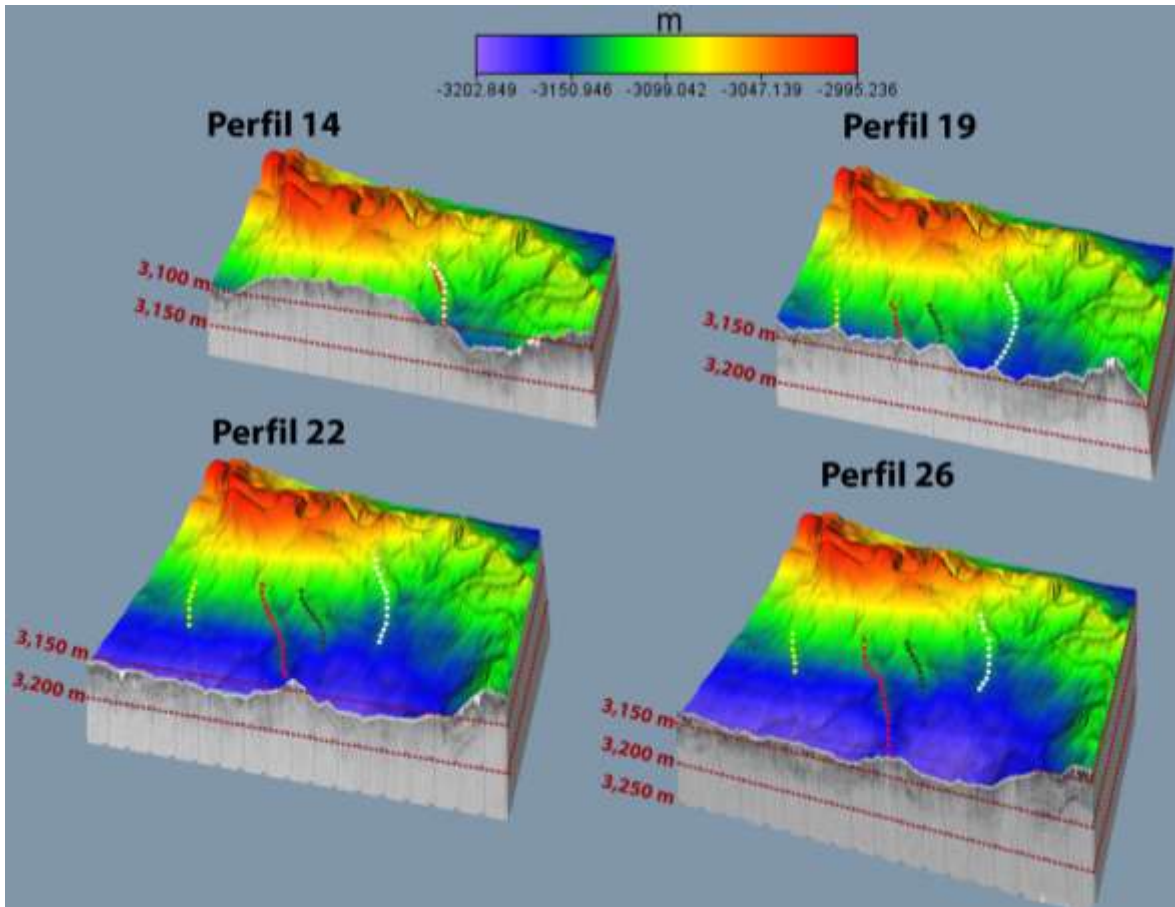


Figura 59: Modelos del cañón del Mississippi ($86^{\circ}50' W$ a $86^{\circ}20' W$) mostrando los canales abandonados; la sección sísmica 14 corre a lo largo de $26^{\circ}03' N$; la sección sísmica 19 corre a lo largo de $26^{\circ}05' N$; la sección sísmica 22 corre a lo largo de $26^{\circ}06' N$ y la sección sísmica 26 corre a lo largo de $26^{\circ}07' N$

5.2. Anomalía magnética

La delimitación de la geometría de la corteza oceánica, en base a la formación del Golfo de México, ha mantenido un gran interés, por lo que, la identificación y características principales de anomalías magnéticas de este trabajo y el análisis de las hipótesis planteados por otros autores en estudios anteriores, se examinan los límites de la corteza oceánica en la zona central del Golfo; además la distribución del tipo de corteza sugiere un modelo sobre la evolución de la corteza de la cuenca del Golfo de México.

En la parte Este del Golfo de México se han definido los límites y tipo de corteza, ya que por medio de la sal y los sedimentos del Jurásico; los depósitos salinos solo se encuentran en la corteza de transición, mientras que los sedimentos más antiguos del Jurásico representan los depósitos de sedimentos en la corteza de transición delgada antes del emplazamiento de la corteza oceánica, y límites de estos tipos de corteza pueden ser asociados a la cima del basamento. Otra de las características que se ha supuesto para los límites de los tipos de corteza, es la existencia de un cambio significativo en los patrones de anomalías magnéticas, generalmente ubicadas al Oriente del Golfo de México y que se han correlacionado razonablemente, con el límite entre la corteza delgada de transición y la corteza oceánica.

La Figura 60 muestra un mapa de anomalías magnéticas al Este del Golfo de México elaborado por Hall et al (1984) y que se ha correlacionado con el mapa de anomalía magnética de las campañas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13. En la parte oriente de la corteza oceánica se ubica el polígono oriental del Golfo de México con valores de anomalías magnéticas que varían de los 40 a -240 nT y con las curvas de nivel de 0, 100 y 200 nT, que coinciden en ambos estudios magnéticos.

El área de estudio de este trabajo está delimitada al NE y SW por la corteza oceánica y la corteza de transición delgada. En la corteza oceánica se presentan anomalías magnéticas más moderadas y no muestran alineaciones aparentes, mientras que en la corteza de transición delgada hay una tendencia general a que los lineamientos estén orientados paralelos a los límites de la corteza. Esto puede deberse a que existe una mayor heterogeneidad en la composición de la corteza de transición.

El estudio de Hall y Najmuddin (1994), identifica anomalías magnéticas a partir de un levantamiento aeromagnético en el margen oriental del Golfo de México y se ha correlacionado con el estudio de SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13. La Figura 61 muestra el levantamiento aeromagnético y el área de estudio de las campañas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13. Seis perfiles son obtenidos de las campañas oceanográficas y mostrados en la Figura 61. Estos perfiles tienen una orientación de Norte a Sur y se encuentran paralelos entre sí,

ubicándose de Este a Oeste, iniciando con el perfil A y seguido del perfil 38, perfil B, perfil C, perfil D y perfil E. Las características de estos perfiles se describen en la Tabla 1.

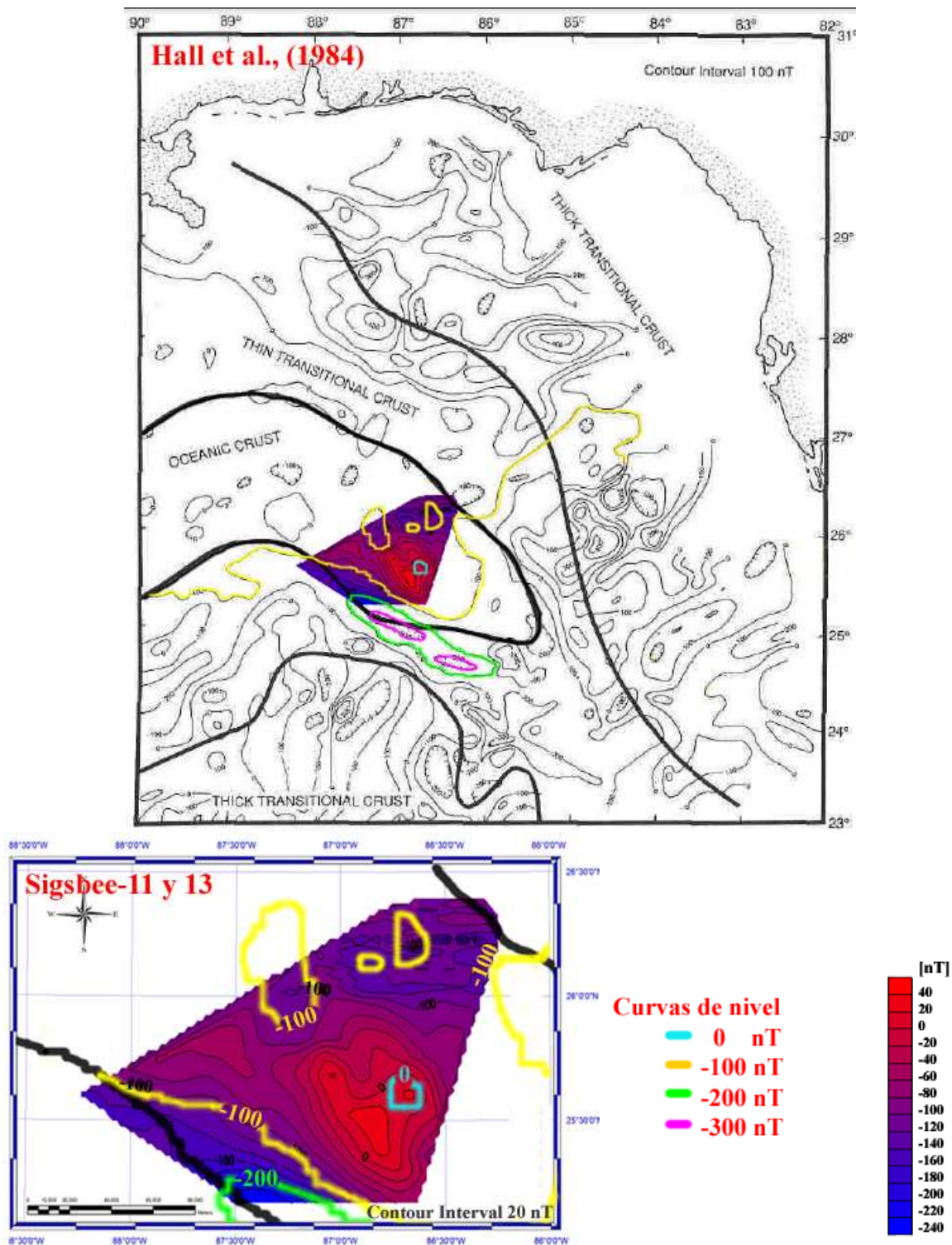


Figure 60. Mapa de anomalía magnética al Este del Golfo de México elaborado por Hall et al (1984) correlacionado con el mapa de anomalía magnética de las campañas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13. En el mapa de Hall curvas de nivel a cada 100 nT y mapa SIGSBEE 11 y 13 curvas de nivel a cada 20 nT.

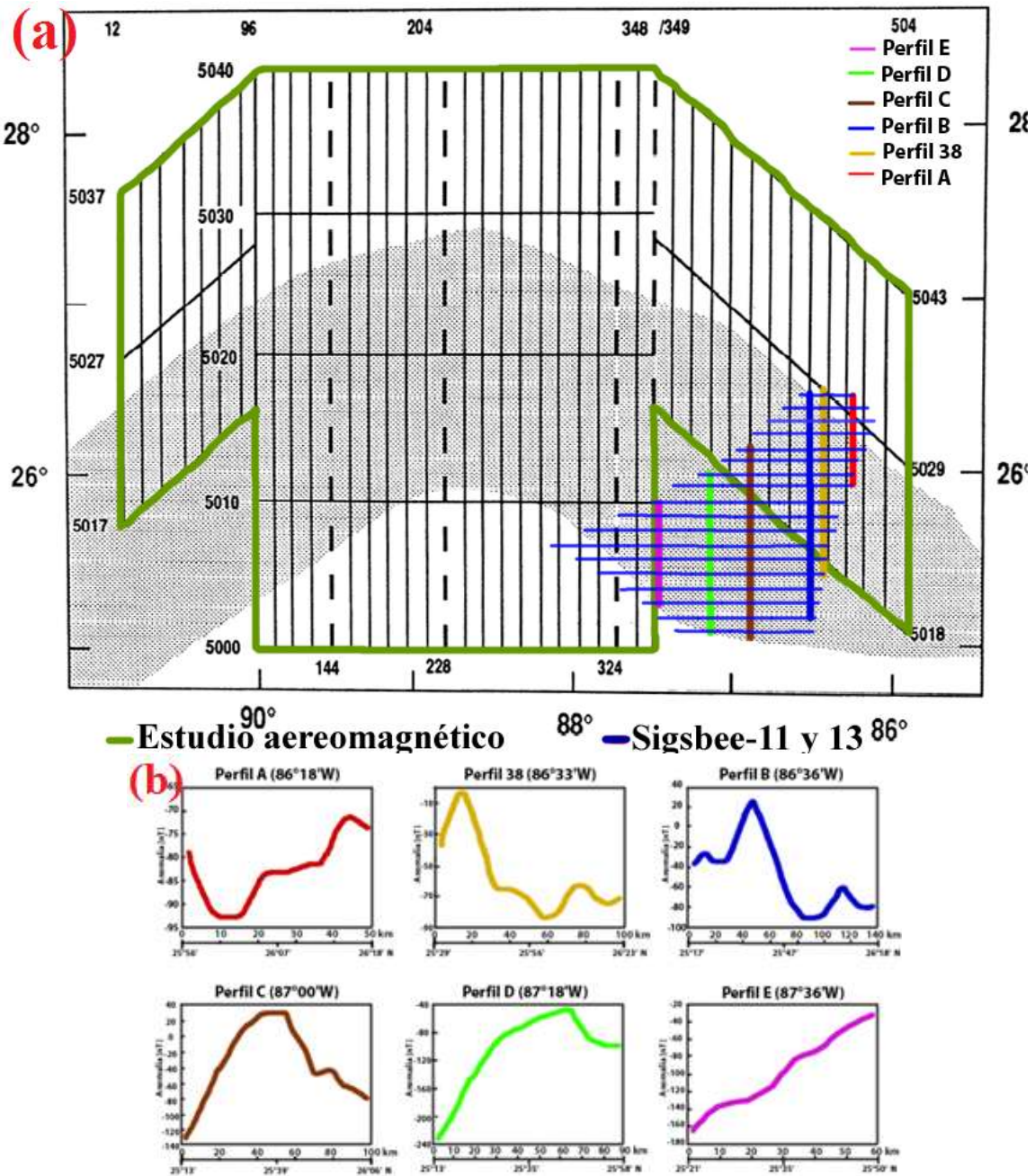


Figura 61: (a) Estudio de Hall y Najmuddin (1994) y estudio de SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13; (b) Perfiles de SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13; perfil A (rojo), perfil 38 (amarillo), perfil B (azul), perfil C (café), perfil D (verde) y perfil E (lila).

PERFIL	COLOR	LONGITUD [°]	INICIO LATITUD [°]	FIN LATITUD [°]	CRUCE CON SIGSBEE-11 y 13	DISTANCIA [Km]
A	rojo	86°18' W	26°18' N	25°56' N	1-27	50
38	amarillo	86°33' W	26°23' N	25°29' N	1-33	100
B	azul	86°36' W	26°18' N	25°17' N	1-36	140
C	cafe	87°00' W	26°06' N	25°13' N	19-37	100
D	verde	87°18' W	25°58' N	25°13' N	26-37	90
E	lila	87°36' W	25°50' N	25°21' N	28-35	60

Tabla 1: Perfiles orientados de Norte a Sur de las campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13.

Para realizar una mejor interpretación de los datos, es necesario comparar los mapas de anomalías magnéticas de Hall y Najmuddin (1994) y los de esta investigación. Para ello se realizó el procedimiento de continuación analítica ascendente (Figura 62), el cual permite visualizar las anomalías de este estudio al mismo nivel que el mapa de anomalía aeromagnético (los datos de SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13 se subieron 300 m del nivel del mar); con la finalidad de que correspondieran ambas anomalías, haciendo un filtrado en el dominio de la frecuencia. La continuación hacia arriba, desprecia las anomalías de longitud de onda pequeña y solo se quedan las anomalías de longitud de onda grande, lo que ayuda a ver los cuerpos más profundos y las anomalías se ven más claras.

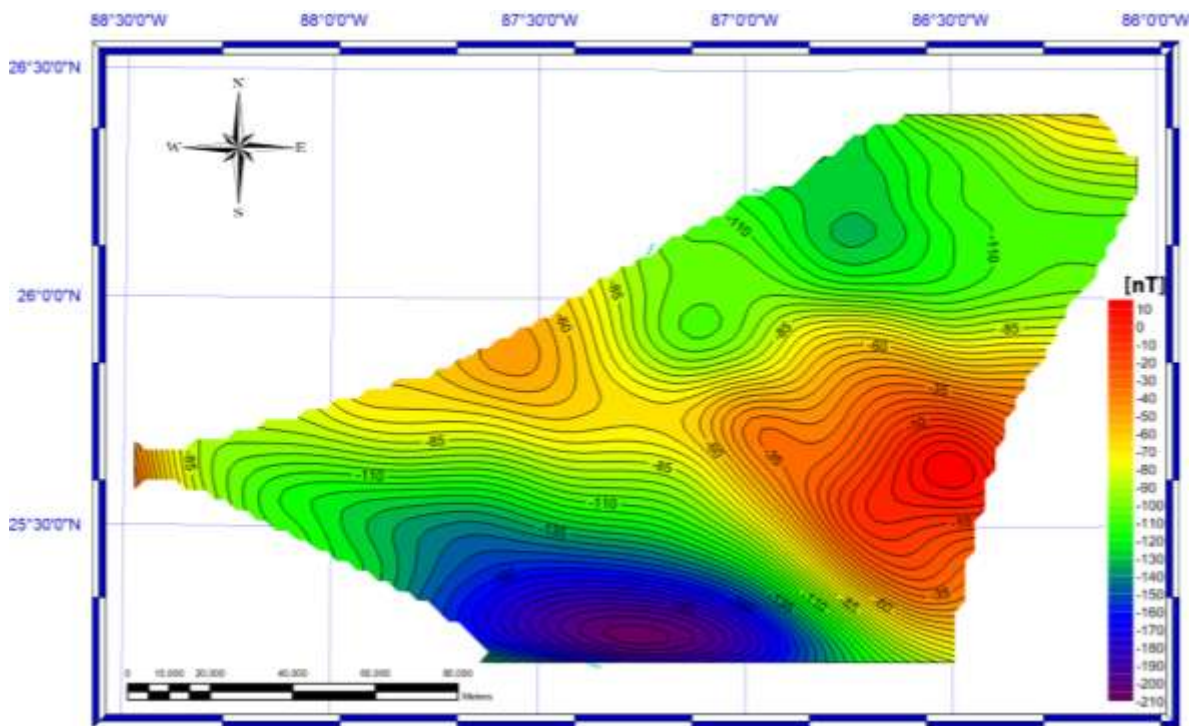


Figura 62. Mapa de continuación analítica ascendente de SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13 con 300 m hacia arriba con referencia del nivel del mar, [curvas de nivel a 5 nT].

La Figura 63 muestra patrones de anomalías magnéticas del estudio aeromagnético con una orientación NE-SW, que concuerdan con las anomalías magnéticas del estudio SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13. Los límites entre la corteza oceánica y corteza de transición en los datos aeromagnético (líneas rojas) se han extendido más allá del área tentativa (sombra amarilla) propuesta por el modelo de anomalía magnética de Hall et al., (1982). El polígono oriental del Golfo de México se encuentra al occidente de la corteza oceánica, mostrando hacia el SW los límites de la corteza oceánica con la corteza de transición

delgada. Este límite se extiende de 25°15'N a 25°40' N y de 87°00'W a 88°11'W con valores magnéticos de -100 a -220 nT.

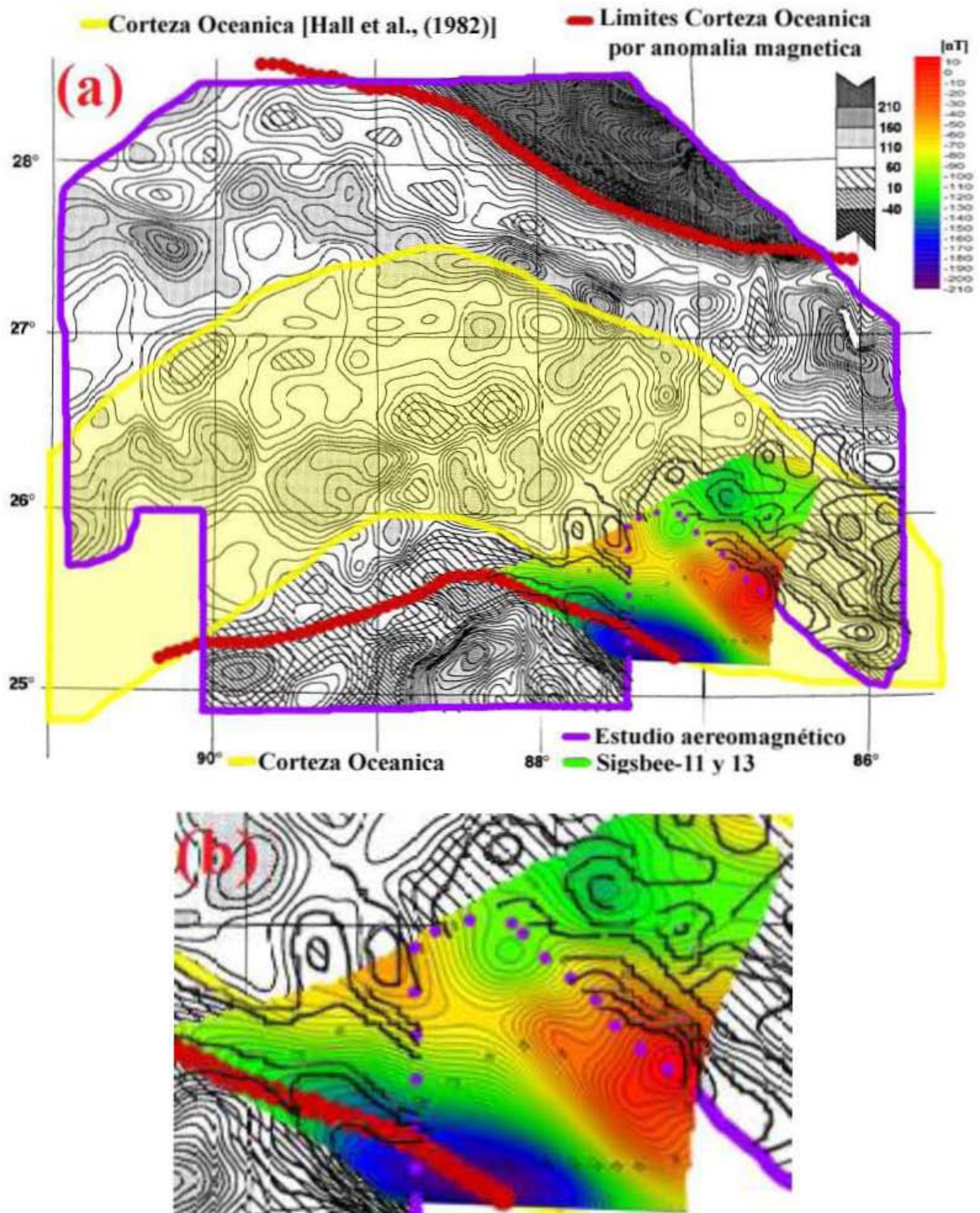


Figura 63. (a) Mapa de anomalías magnéticas del estudio aeromagnético y anomalías magnéticas con continuación ascendente de las campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13; (b) Zoom de las anomalías magnéticas de SIGSBEE-11 y 13 y curvas de nivel del estudio aeromagnético.

Las líneas de vuelo del levantamiento aeromagnético y los seis perfiles de N-S del área de estudio, cruzan las anomalías en dirección NE-SW, y las discontinuidades en los patrones de anomalía magnética se pueden interpretar como las trazas de fallas transformantes remanentes o zonas de fracturas, que cruzan la parte oceánica de la región oriental del Golfo de México y que se han identificado en seis zonas FZ1, FZ2, FZ3, FZ4, FZ5 y FZ6 (líneas rojas), con una tendencia NW-SE, que hacen que varias de las fracturas (líneas azules) con orientaciones de E-W y NE-SW, sean discontinuas y en algunos casos desplazadas (Figura 64a). La Figura 64b muestra las características de los resultados correlacionados con el levantamiento aeromagnético y los perfiles de Norte a Sur del polígono oriental, abarcando una longitud de 86°W y 88°W y una latitud de 25°N y 28°N, asumiendo una continuidad en las diferentes fracturas y fallas FZ5 y FZ6.

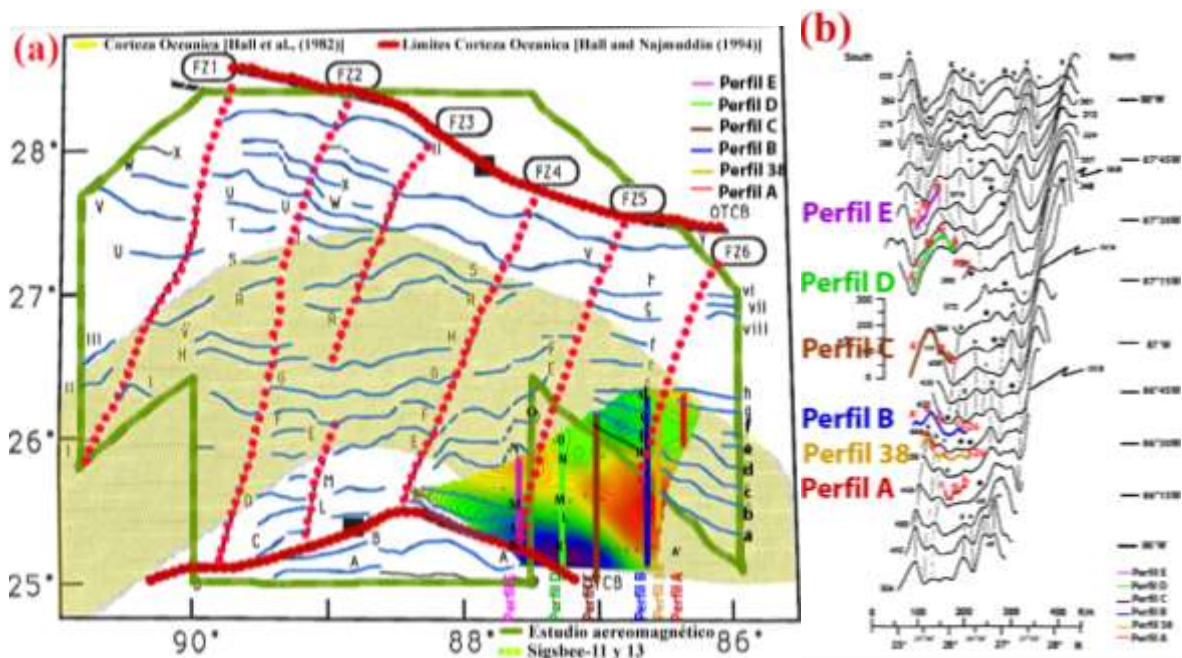


Figura 64. (a) Zonas de fallas (FZ1, FZ2, FZ3, FZ4, FZ5y FZ6) que cruzan la parte oceánica de la región oriental del Golfo de México y que provocan discontinuidades en varias fracturas con dirección de E-W y NE-SW; (b) Zoom de las zonas de fallas (FZ1, FZ2, FZ3, FZ4, FZ5y FZ6).

Una comparación de las anomalías muestran varios aspectos en los patrones de anomalías, y parecen ampliar la longitud de onda de Este a Oeste, lo que se muestra claramente en las características de las fracturas K, L, M y N en los perfiles D y E (Figura 65a) y en las características de las fracturas a, b, c y FZ6 de los perfiles 38 y B (Figura 65b). Otro resultado de las característica en el patrón de anomalías lineales, son la interrupción

y discontinuidades de las fracturas presentes en esta área, por las fallas transformantes FZ5 y FZ6.

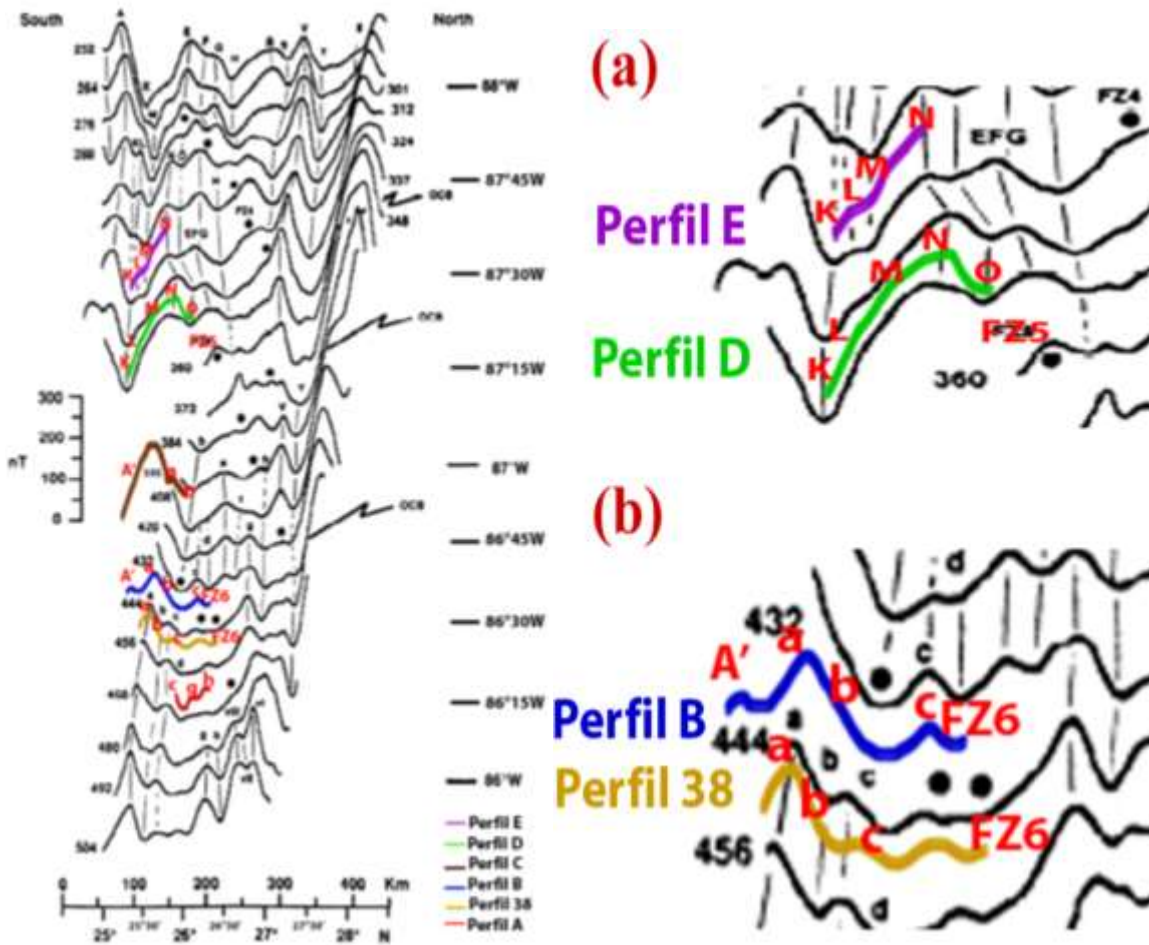


Figura 65. (b) Comparación de las anomalías de los perfiles D y E, mostrando una discontinuidad en K, L, M y N; (c) Comparación de las anomalías de los perfiles 38 y B, mostrando una discontinuidad en a, b, c y FZ6.

La cobertura de los datos de las campañas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13, han aportado una imagen más detallada (Figura 66), en el que se propone una prolongación de varias fracturas: A', a, K, L, M, N y O, que se ubican en la porción SW del polígono oriental, y de una posible evidencia de cambio de posición de la falla transformante FZ5, a la sugerida por Hall y Najmuddin (1994). La fractura FZ5 cambia de dirección hacia el Sur aproximadamente en 26°18' N y 87°15'W y borra la tendencia de las fracturas K, L, M, N y O. Por otra parte el límite de la corteza oceánica, es identificado al SW del área de estudio, por la fractura K que se muestra, tanto en la imagen, como en los perfiles D y E.

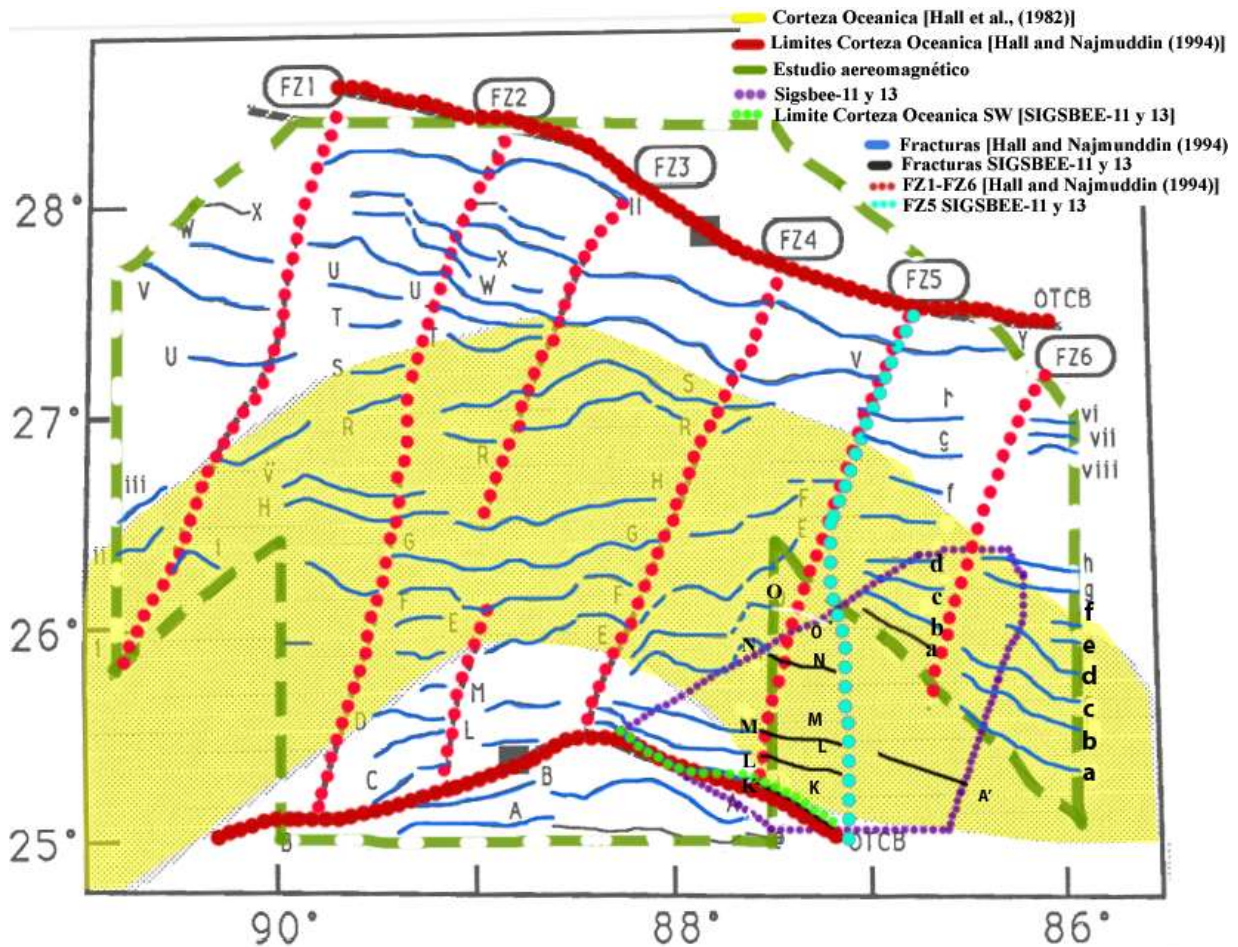


Figura 66. Geometría del esparcimiento oceánico con el estudio SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13 y el levantamiento aeromagnético en el margen Oeste de la cuenca del Golfo de México [Hall y Najmuddin, 1994].

La Figura 66 muestra que la corteza oceánica aumenta sustancialmente hacia el Oeste cerca de los 87°W; así mismo, existe un desplazamiento en las fracturas a, b, c, d, e, f, g, y h, hacia el Norte, ocasionado por la falla FZ6; lo que sugiere que el desplazamiento del Bloque de Yucatán giró fuera de América del Norte en sentido sinextrógiro.

El modelo propuesto en este trabajo es similar al modelo de Pindell, (1985), que es el que más corresponde a la geometría del esparcimiento oceánico de la apertura del Golfo de México en su sector central, durante el rompimiento cortical y antes del desplazamiento de los bloques tectónicos continentales.

6. CONCLUSIONES

El abanico deltaico del Río Mississippi es influenciado por la acumulación de sedimentos que son transportados hacia el cañón submarino del Mississippi, el cual ha avanzado episódicamente en un intervalo de tiempo geológico relativamente formándose lóbulos frontales.

El área de estudio se ubica dentro del lóbulo inferior en la parte SE del abanico, cubriendo gran parte del subsuelo en el polígono oriental del Golfo de México.

El aporte de turbiditas en este abanico data desde el Pleistoceno (Wisconsiniano glacial), y los estratos de estas turbiditas, son grano decreciente de grano grueso basal y fino hacia la superficie.

Las secciones sísmicas de este estudio en su totalidad, muestran capas de sedimentos no consolidados en la superficie de la Zona Norte del polígono oriental, entre los 87°00' W y 86°30'W, y es en la que más influye el cañón submarino del Mississippi.

La carta batimétrica del polígono oriental presentada aquí, aporta una considerable información acerca de la morfología del lecho marino y de las posibles etapas sedimentarias evolutivas que ha tenido el cañón submarino del Mississippi. El cañón submarino cruza de W-E en la parte Norte del polígono, lo que da pauta a identificar las diferentes direcciones que ha tomado el cañón submarino en un tiempo determinado; lo cual sugiere que cada canal tiene un periodo corto de vida y que solo un canal es operativo en un momento dado.

El canal submarino ha tenido diferentes bifurcaciones con diversas direcciones iniciando en su parte Oeste y que han sido abandonados y sepultados por los depósitos turbidíticos, originando nuevas direcciones de flujo hacia el Este. El cambio de dirección del flujo del canal pudo deberse al desbordamiento del canal principal, causado por el gran aporte de las corrientes de turbidez.

Es posible que actualmente este ocurriendo un cambio de dirección en el cañón, ubicado entre 86°25'W y 86°20'W; lo que está provocando que el meandro con dirección SE quede abandonado y al mismo tiempo, este cambiando de dirección hacia el NE, hacia el escarpe

de Florida. La mayoría de estos recientes cambios de dirección ocurren en el lóbulo inferior del abanico mayor del Mississippi, por su encajonamiento entre el Escarpe de Florida hacia el Este y el Escarpe de Campeche hacia el Oeste.

Los datos adquiridos en las campañas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13 limitan la cobertura dentro de la planicie abisal en el Golfo de México, por lo que se han analizadas en conjunto con las anomalías del estudio aeromagnético por Hall y Najmuddin (1994).

Los datos magnéticos en el Este de la cuenca del Golfo de México muestran correspondencia con los límites de la corteza oceánica y con la de transición. Las anomalías magnéticas obtenidas de este estudio en el polígono oriental concuerdan con los patrones observados de las anomalías del estudio aeromagnético.

La geometría de las anomalías magnéticas sugiere un posible límite de la corteza oceánica al SW del polígono oriental; además los datos magnéticos indican un posible incremento del espesor de la corteza oceánica hacia el Oeste cerca de los 87°W.

Las discontinuidades en los patrones de anomalías pudieran estar asociadas a las zonas de fractura y que se extienden hacia la parte SW del polígono oriental; este patrón indica un posible cambio de posición de la Falla transformante FZ5, sugerida por Hall y Najmuddin (1994).

En base a los resultados de Hall y los datos de este estudio, se puede esperar que la rotación del bloque de Yucatán es sinextrógiro, desde una posición adyacente a la costa norte del Golfo a su ubicación actual, teniendo una mayor correspondencia al modelo propuesto por Pindell [1985], en su sector central.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bates, C. C.**, 1953, *Rational theory of delta formation*: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 37, pp. 2119-2162.
- Balsam, W. L., and Beeson, J. P.**, 2003, *Sea-floor sediment distribution in the Gulf of Mexico*. Deep-Sea Research part I, pp. 1421–1444.
- Bird, D. E., Burke, k., Hall, S. A.; y Casey, J. F.**, 2005, *Gulf of Mexico tectonic history Hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution*. AAPG Bulletin, Vol. 89, No. 3, pp. 311-328.
- Blakely, R. J.**, 1981, *A program for rapidly computing the magnetic anomaly over digital topography*. U.S. Geological Survey. Reporte 81-298.
- Bouma, A. H., Coleman, J. M., y Meyer, A. W.**, 1985, *2. Introduction, objectives, and principal results of deep sea drilling project leg 96*. Init. Repts. Deep Sea Drilling Project Leg 96, pp. 15-36.
- Bouma, A. H., Coleman, J. M., Stelting, C. E., y Kohl, B.**, 1989, *Influence of relative sea level changes on the construction of the Mississippi Fan*: Geo-Marine Letters, Vol. 9, no. 3, pp. 161-170.
- Bryant, W. R., Antoine, J. W., Ewing, M., y Jones, B.**, 1968., *Structure of the Mexican continental shelf and slope, Gulf of Mexico*: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 52, pp. 1204-1228.
- Bryant, W. R., Lugo, J., Cordova, C. y Salvador, A.**, 1991, *Physiography and bathymetry: The Geology of North America*, Vol J: Geological Society of America, The Geology of North America. pp. 13-30.
- Buffler, R. T., Shaub, F. J., Huerta, R., y Ibrahim, A. K.**, 1981, *A model for the early evolution of the Gulf of Mexico basin*: Geology of Continental Margins Symposium, Proceedings of the 26th International Geological Congress, Paris, July 1980: Oceanologica Acta, pp. 129-136.
- Buffler, R. T., y Sawyer, D. S.**, 1985, *Distribution of crust and early history, Gulf of Mexico basin*: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, Vol. 35, pp. 333-344.
- Buffler, R. T.**, 1991, *Seismic stratigraphy of the deep Gulf of Mexico basin and adjacent margins*: The Geology of North America, Vol J: Geological Society of America, The Geology of North America. pp. 353-387.
- Bullard, E. C., y Mason R. G.**, 1961, *The magnetic field astern of a ship*: Deep Sea Research, 1961, Vol. 8, pp. 20-27.

- Coleman, J. M., Bouma, A.H., Roberts, H. H. y Thayer, P.**, 1985, *Stratification in Mississippi Fan cores revealed By X-Ray Radiography: Deep Sea Drilling Project Initial Reports* Vol. 96, pp. 505-517.
- Dunbar, J. A., y Sawyer, D. S.**, 1987, *Implications of continental crust extension for plate reconstruction: An example from the Gulf of Mexico: Tectonics*, Vol. 6, pp.739-755.
- Fisk, H. N., and McFarlan, E., Jr.**, 1955, *Late Quaternary deltaic deposits of the Mississippi River*: Poldevaard, A., ed., *Crust of the Earth: Geological Society of America Special Paper* 62, pp. 279-302.
- Hall, D. J., Cavanaugh, T. D., Watkins, J. S., y McMillen, K. J.**, 1982, *The rotational origin of the Gulf of Mexico based upon regional gravity data in: Studies in Continental Margin Geology: The American Association Petroleum Geologists, Memoir* 34, pp. 115-126.
- Hall, S. A., Shepherd, A., Titus, M., y Snow, R.**, 1984, *Magnetics, Gulf of Mexico: Woods Hole, Massachusetts, Marine Science International, Ocean margin Drilling Program Regional Adas Series, Atlas* 6, hoja 3.
- Hall, S. A., y Najmuddin, I. J.**, 1994, *Constraints on the tectonic development of the eastern Gulf of Mexico provided by magnetic anomaly data: Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, pp. 7161-7175.
- Ibrahim, A. K., Carye, J., Latham, G., and Buffler, R. T.**, 1981, *Crustal structure in the Gulf of Mexico from OBS refraction and multichannel reflection data: American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 65, p. 1207-1229.
- Jones, E. J. W.**, 1999, *Marine Geophysics*, John Wiley & Sons Ltd, University College London. Chichester, UK.
- Klitgord, K.D., Popenhoe, P., y Schouten H.**, 1984, Florida: A Jurassic transform plate boundary, *J. Geophys. Res.*, 89, pp. 7753-7772.
- Manual.** *G877 Marine Magnetometer. GEOMETRICS. Operation Manual*, 2001.
- Manual.** *Simrad EM300 Multibeam Echo sounder. Kongsberg Maritime AS. Maintenance manual*, 2004.
- Manual.** *TOPAS PS 18 Parametric Sub-bottom Profiler. Kongsberg Defence & Aerospace AS. Operator manual*, 2005.
- Medwin, H., and Clay, C. S.**, 1998. *Fundamentals of Acoustical Oceanography*. Academic Press, USA, 1998, p. 712.

Moore, G. T., Starke, G. W., Bonham, L. C., y Woodbury, H. O., 1978, *Mississippi Fan, Gulf of Mexico; Physiography, stratigraphy, and sedimentation patterns*: Bouma, A. H., Moore, G. T., and Coleman, J. M., eds., Framework, facies, and oil-trapping characteristics of the upper continental margin: American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology Vol. 7, p.155-191.

National Geophysical Data Center (NGDC)

<http://www.ngdc.noaa.gov/geomagmodels/IGRFWMM.jsp>

National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)

<http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html>

Pindell, J. L., 1985, *Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and proto-Caribbea*: Tectonics Vol. 4, pp. 1-39.

Pindell, J. L., y Kennan, L., 2002, *Exploration Framework Atlas Series: Vol. 4: México and Gulf of Mexico*. COPYRIGHT, Tectonic Analysis, Ltd.

Pindell, J. L., y Kennan, L., 2009, *Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame*: Geological Society, London, Special Publications 2009; Vol. 328; pp. 1-55.

Salvador, A., 1987, *Late Triassic-Jurassic Paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin*: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 71, pp. 419-451.

Salvador, A., 1991, (ed.), *The Gulf of Mexico Basin: The Geology of North America*, Vol. J: Geological Society of America, The Geology of North America.

Sawyer, D. S., Buffler, R. T., y Pilger, R. H., 1991, *The crust under the Gulf of Mexico basin*: The Geology of North America, Vol. J: Geological Society of America, The Geology of North America. pp. 53-72.

Stuart, C. J., and Caughey, C. A., 1976, *Form and composition of the Mississippi Fan*: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, Vol. 26, pp.333-343.

Telford, W. M., Geldart, L. P.,and Sheriff, R. E., 1990. *Applied Geophysics*. Second Edition. Cambridge University Press.

Thomas, W. A., 1977, *Evolution of Appalachian-Ouachita salients and recesses from reentrants and promontories in the continental margin*: American Journal of Science, Vol. 277, pp. 1233-1278.

Thomas, W. A., 1988, *Early Mesozoic faults of the northern Gulf Coastal Plain in the context of opening of the Atlantic Ocean*: in Manspeizer, W., ed., Triassic-Jurassic rifting, continental breakup, and the origins of the Atlantic Ocean and passive margins. Part A: New York, Elsevier, pp. 463-476.

Twichell, D. C., Schwab, W. C., Kenyon, N. H., y Lee, H. J., 1996. *Breaching the levee of a channel on the Mississippi Fan.* Geology of the United States, Seafloor. The View from GLORIA. pp. 85-96.

Twichell, D. C., Dillon, W. P., Paull, C. K., 1996. *Morphology of carbonate escarpments as an indicator of erosional processes.* Geology of the United States, Seafloor. The View from GLORIA. pp. 97-107.

U.S. Geological Survey (USGS)

<http://coastalmap.marine.usgs.gov/gloria/>

U.S. Geological Survey (USGS)

<http://geomag.usgs.gov/observatories/>

Walker, J. R., and Massingill, J. V., 1970. *Slump features on the Mississippi fan, northeastern Gulf of Mexico.* Geol. Soc. Am. Vol. 81. pp. 3101-3108.

ANEXOS: Secciones sísmicas de alta resolución de las campañas oceanográficas SIGSBEE-11 y SIGSBEE-13.



Sección 1. Obtenido en SIGSBEE-13, abordo del B/O "Justo Sierra" el 22 de agosto de 2010. Orientado de E-W y extensión de 32 km.



Sección 2. Obtenido en SIGSBEE-11, abordo del B/O "Justo Sierra" el 27 de junio de 2008. Orientado de E-W y extensión de 37 km.



Sección 3. Obtenido en SIGSBEE-13, abordo del B/O "Justo Sierra" el 22 Y 23 de agosto de 2010. Orientado de E-W y extensión de 52 km.



Sección 4. Obtenido en SIGSBEE-13, abordo del B/O "Justo Sierra" el 23 de agosto de 2010. Orientado de E-W y extensión de 55 km.



Sección 5. Obtenido en SIGSBEE-13, abordo del B/O "Justo Sierra" el 23 de agosto de 2010. Orientado de E-W y extensión de 56 km.



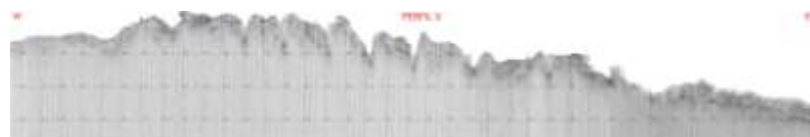
Sección 6. Obtenido en SIGSBEE-11, abordo del B/O "Justo Sierra" el 28 de junio de 2008. Orientado de E-W y extensión de 57 km.



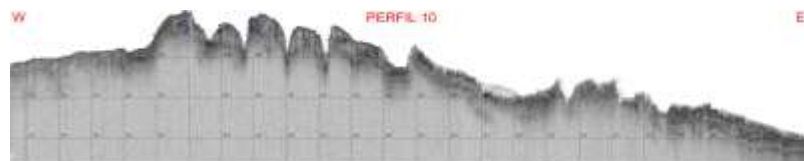
Sección 7. Obtenido en SIGSBEE-13, abordo del B/O "Justo Sierra" el 23 Y 24 de agosto de 2010. Orientado de E-W y extensión de 65 km.



Sección 8. Obtenido en SIGSBEE-13, abordo del B/O "Justo Sierra" el 24 de agosto de 2010. Orientado de E-W y extensión de 68 km.



Sección 9. Obtenido en SIGSBEE-13, abordo del B/O "Justo Sierra" el 24 de agosto de 2010. Orientado de E-W y extensión de 71 km.



Sección 10. Obtenido en SIGSBEE-11, abordo del B/O "Justo Sierra" el 28 de junio de 2008. Orientado de E-W y extensión de 72 km.



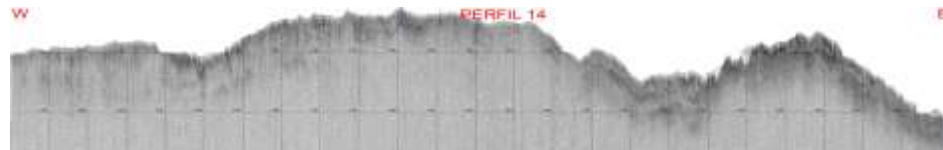
Sección 11. Obtenido en SIGSBEE-13, abordó del B/O "Justo Sierra" el 24 de agosto de 2010. Orientado de E-W y extensión de 78 km.



Sección 12. Obtenido en SIGSBEE-13, abordó del B/O "Justo Sierra" el 24 y 25 de agosto de 2010. Orientado de E-W y extensión de 80 km.



Sección 13. Obtenido en SIGSBEE-13, abordó del B/O "Justo Sierra" el 25 de agosto de 2010. Orientado de E-W y extensión de 82 km.



Sección 14. Obtenido en SIGSBEE-11, abordó del B/O "Justo Sierra" el 28 de junio de 2008. Orientado de E-W y extensión de 83 km.



Sección 15. Obtenido en SIGSBEE-13, abordó del B/O "Justo Sierra" el 25 de agosto de 2010. Orientado de E-W y extensión de 84 km.

SECCIONES SISMICAS DE ALTA RESOLUCION (SIGSBEE-11 Y SIGSBEE-13)



Sección 16. Obtenido en SIGSBEE-13, abordo del B/O "Justo Sierra" el 25 de agosto de 2010. Orientado de E-W y extensión de 85 km.



Sección 17. Obtenido en SIGSBEE-13, abordo del B/O "Justo Sierra" el 25 de agosto de 2010. Orientado de E-W y extensión de 86 km.



Sección 18. Obtenido en SIGSBEE-13, abordo del B/O "Justo Sierra" el 25 y 26 de agosto de 2010. Orientado de E-W y extensión de 87 km.



Sección 19. Obtenido en SIGSBEE-11, abordo del B/O "Justo Sierra" el 28 de junio de 2008. Orientado de E-W y extensión de 88 km.

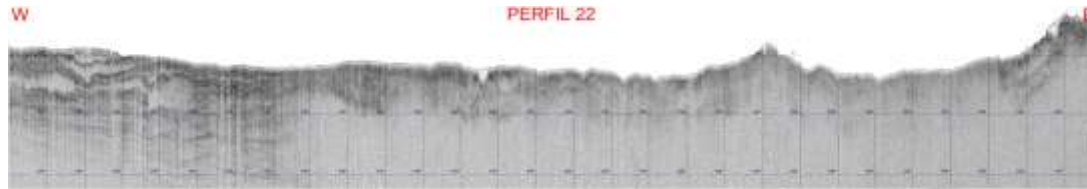


Sección 20. Obtenido en SIGSBEE-13, abordo del B/O "Justo Sierra" el 26 de agosto de 2010. Orientado de E-W y extensión de 90 km.

SECCIONES SISMICAS DE ALTA RESOLUCION (SIGSBEE-11 Y SIGSBEE-13)



Sección 21. Obtenido en SIGSBEE-13, abordo del B/O "Justo Sierra" el 26 de agosto de 2010. Orientado de E-W y extensión de 95 km.



Sección 22. Obtenido en SIGSBEE-11, abordo del B/O "Justo Sierra" el 28 de junio de 2008. Orientado de E-W y extensión de 90 km.



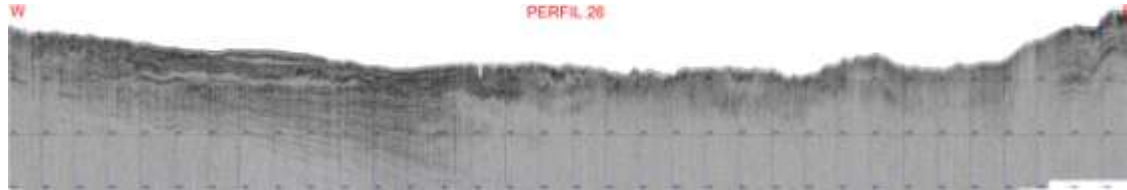
Sección 23. Obtenido en SIGSBEE-13, abordo del B/O "Justo Sierra" el 26 de agosto de 2010. Orientado de E-W y extensión de 100 km.



Sección 24. Obtenido en SIGSBEE-13, abordo del B/O "Justo Sierra" el 26 de agosto de 2010. Orientado de E-W y extensión de 103 km.



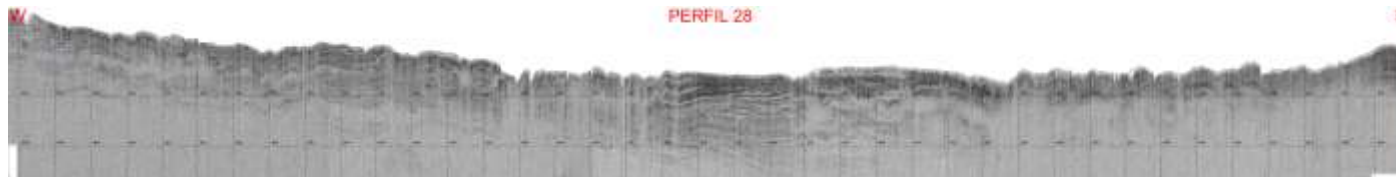
Sección 25. Obtenido en SIGSBEE-13, abordo del B/O "Justo Sierra" el 26 de agosto de 2010. Orientado de E-W y extensión de 108 km.



Sección 26. Obtenido en SIGSBEE-11, abordó del B/O "Justo Sierra" el 29 de junio de 2008. Orientado de E-W y extensión de 100 km.



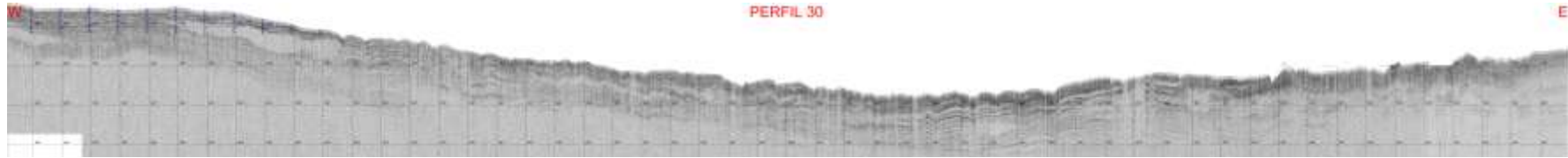
Sección 27. Obtenido en SIGSBEE-11, abordó del B/O "Justo Sierra" el 29 de junio de 2008. Orientado de E-W y extensión de 114 km.



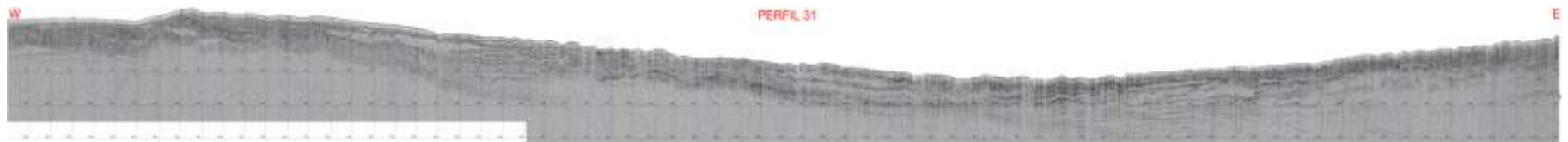
Sección 28. Obtenido en SIGSBEE-11, abordó del B/O "Justo Sierra" el 29 de junio de 2008. Orientado de E-W y extensión de 127 km.



Sección 29. Obtenido en SIGSBEE-11, abordó del B/O "Justo Sierra" el 30 de junio de 2008. Orientado de E-W y extensión de 143 km.



Sección 30. Obtenido en SIGSBEE-11, abordó del B/O "Justo Sierra" el 30 de junio de 2008. Orientado de E-W y extensión de 156 km.



Sección 31. Obtenido en SIGSBEE-11, abordó del B/O "Justo Sierra" el 30 de junio y 1 de julio de 2008. Orientado de E-W y extensión de 175 km.



Sección 32. Obtenido en SIGSBEE-11, abordó del B/O "Justo Sierra" el 1 de julio de 2008. Orientado de E-W y extensión de 177 km.



Sección 33. Obtenido en SIGSBEE-11, abordó del B/O "Justo Sierra" el 1 y 2 de julio de 2008. Orientado de E-W y extensión de 145 km.



Sección 34. Obtenido en SIGSBEE-11, abordó del B/O "Justo Sierra" el 3 de julio de 2008. Orientado de E-W y extensión de 130 km.



Sección 35. Obtenido en SIGSBEE-11, abordó del B/O "Justo Sierra" el 3 de julio de 2008. Orientado de E-W y extensión de 120 km.



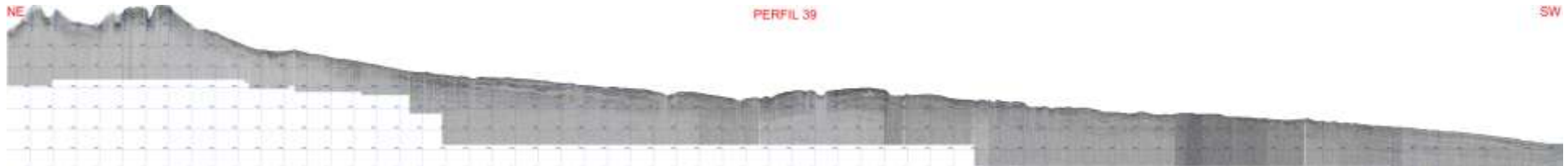
Sección 36. Obtenido en SIGSBEE-11, abordó del B/O "Justo Sierra" el 4 de julio de 2008. Orientado de E-W y extensión de 110 km.



Sección 37. Obtenido en SIGSBEE-11, abordó del B/O "Justo Sierra" el 4 de julio de 2008. Orientado de E-W y extensión de 91 km.



Sección 38. Obtenido en SIGSBEE-11, abordó del B/O "Justo Sierra" el 2 de julio de 2008. Orientado de N-S y extensión de 100 km.



Sección 39. Obtenido en SIGSBEE-11, abordó del B/O "Justo Sierra" el 2 de julio de 2008. Orientado de NE-SW y extensión de 178 km