

### **III. METODOLOGIA**

Durante los levantamientos de geofísica marina a bordo de los buques de UNAM se emplea una metodología sistemática para obtener registros continuos de batimetría multihaz para obtener múltiples valores de profundidad del relieve del fondo marino en barridos laterales transversales al derrotero; como también se llevan a cabo perfiles de registros continuos de magnetometría y reflexión sísmica de alta resolución a lo largo del derrotero del buque para determinar las estructuras que conforma el lecho marino.

#### **3.1. Batimetría**

Los registros batimétricos multihaz se realizan con un sistema de eco sondeo múltiple simultáneo para medir las profundidades del relieve del fondo marino en corredores con anchos de hasta kilómetros, paralelos a la derrota del buque.

Las ecosondas multihaz de los buques de la UNAM emiten pulsos acústicos en varias direcciones en forma de barrido que cubren áreas contiguas perpendiculares al derrotero (Figura 12). Estos sistemas de ecosondeo registran los tiempos de arribo de los ecos de los pulsos emitidos provenientes de varias localidades del piso marino; conociendo la distribución vertical de la velocidad acústica de la columna del agua, se puede determinar los valores de profundidad del fondo marino. También las magnitudes de la energía acústica de los múltiples haces que regresan son registradas para ser integradas en imágenes acústicas de las propiedades y formas del lecho marino.

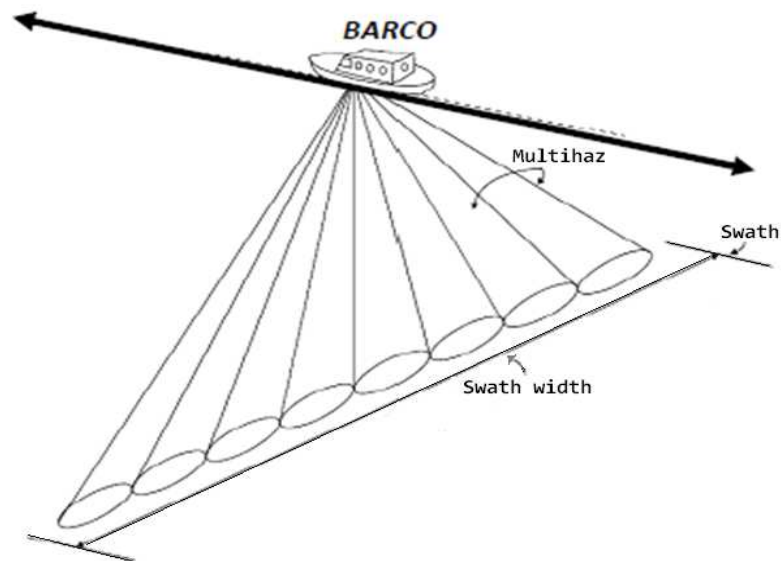


Figura 12. Sistema multihaz.

Para la campaña oceanográfica SIGSBEE-11, los datos de batimetría multihaz fueron obtenidos utilizando el sistema de ecosondeo multihaz EM 300 de la marca Simrad Kongsberg (Figura 14). Los haces de esta ecosonda son generados a frecuencias de 30 kHz y son transmitidos en secuencias, a intervalos de cada ping dependiendo de la profundidad. El sistema EM300 mide valores de profundidad entre 10 a 6000 m, pero en las mediciones más profundas del Golfo de México están en el rango de los 3,600 metros. Esta ecosonda emite 135 haces con ángulos que se ajusta automáticamente equidistantes según el ancho de la cobertura o con ángulos iguales entre haces. Desde el inicio de la campaña, el espaciamiento lateral de los datos batimétricos es determinado a distancias equidistantes. Los haces transmitido y recibidos electrónicamente son corregidos por los movimientos del buque que son el balanceo (*roll*), el cabeceo (*pitch*) y la traslación vertical (*heave*).

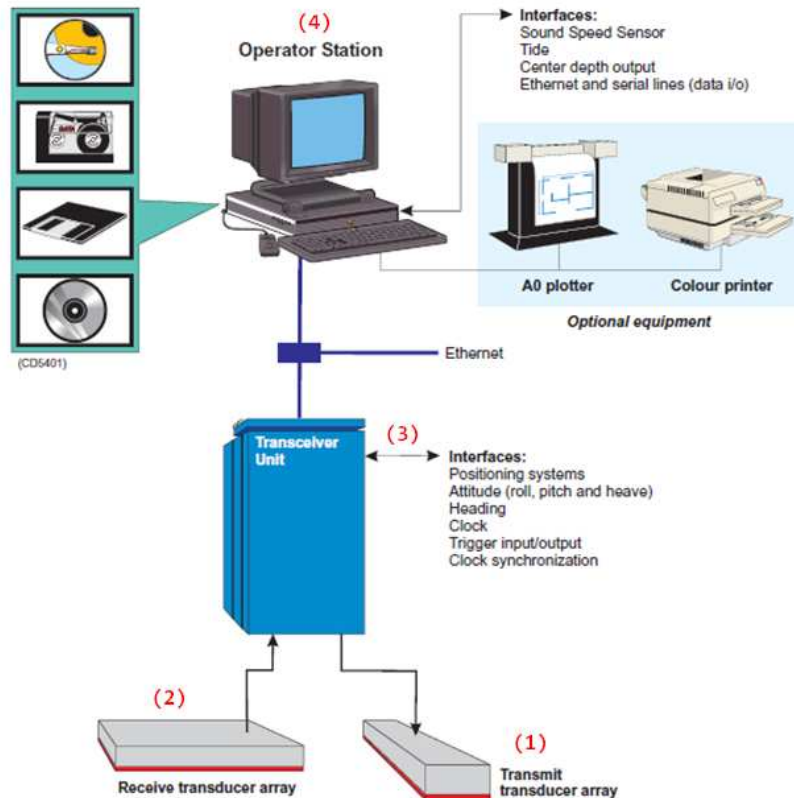


Figura 13. Ecosonda multihaz EM 300 de la marca Simrad Kongsberg. El sistema de ecosondeo en los buques de la UNAM consiste de: (1) un arreglo de transductores transmisores y (2) un arreglo de transductores receptores (localizados en la quilla), (3) transceiver conectado a los sistema de posicionamiento, movimiento y tiempo del buque (localizados en la cubierta mas inferior), y (4) consola de operación (localizada en la Central de Registros) [Manual de operador EM 300].

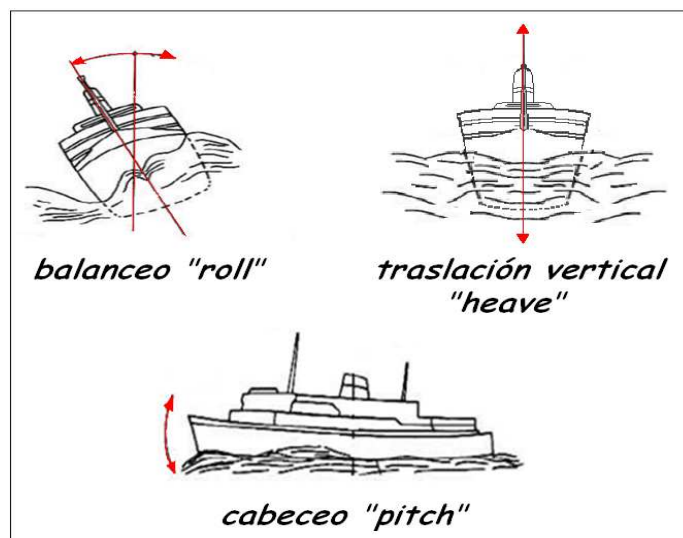


Figura 14. Movimientos del buque.

### 3.2. Magnetometría

Comúnmente las unidades del campo magnético terrestre utilizadas científicamente son en: nano tesla [nT], equivalente a  $10^{-9}$  Teslas,  $10^{-5}$  gauss ó 1 gama. Los valores del campo varían aproximadamente entre 30,000 nT en el ecuador y 65,000 nT en las regiones polares. Este campo principalmente es generado por una fuente en el interior de la tierra y una mínima parte por fuentes externas [Telford et al, 1990].

Los valores magnéticos fueron medidos con un magnetómetro marino, tipo protón precesión, modelo G877 de la marca GEOMETRICS, que tiene una resolución de 0.1 nT. (Figura 15). El magnetómetro G877 es comúnmente usado en levantamientos marinos pero también se ha utilizado en levantamientos aéreos.

El principio de este magnetómetro (Figura 15a) 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; y al desaparecer el campo inducido, los protones nuevamente tienden a alinearse con el campo magnético terrestre mediante movimientos giratorios. Estos giros genera un campo eléctrico con frecuencias proporcionales al campo magnético total terrestre presente, de esta forma obteniendo los valores del campo magnético total presente [G-877 Marine Magnetometer Operation Manual, 2001].

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 34.800 m de la antena GPS al final de la popa y la distancia lateral, 1.23 m, del antena a la posición del cable de comunicación (Figura 15b).

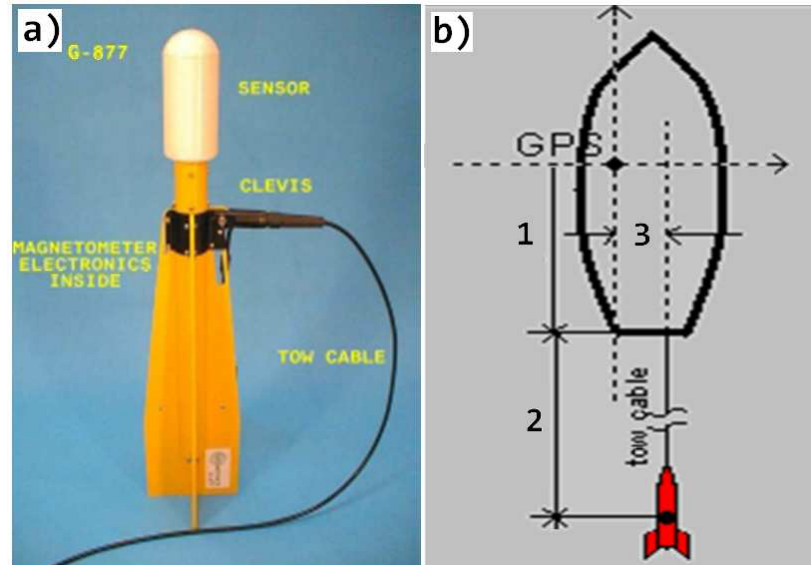


Figura 15. Magnetómetro marino de precisión. a) modelo G877. b) Dimensiones de la configuración del magnetómetro G877: (1) distancia del GPS a la popa, (2) largo del cable desde la popa al magnetómetro, y (3) distancia lateral de GPS al cable de comunicación [Manual de operador G877].

Para esta campaña, el levantamiento geofísico en la zona de estudio se planeo con perfiles orientados principalmente E-W y viceversa. También se plantearon dos transectos que cruzan diagonalmente a los transectos E-W y W-E, y un círculo de calibración para corregir las variaciones diurnas del campo geomagnético y los efectos inducidos por el campo del buque. De la medición continua se tomaron datos a cada 2 s con el software de GEOMETRICS Mag Log [Geometrics Manual Software MagLog].

### **3.2.1. Variaciones Geomagnéticas**

Las variaciones diurnas del campo geomagnético están asociadas a los cambios que son inducidos por la actividad solar y al calentamiento de la atmosfera. Estos cambios tienden a presentarse en forma de ciclos irregulares y sus amplitudes incrementan hacia el mediodía llegando a su máximo para después decrecer hacia

su mínimo valor. Se ha observado que las máximas amplitudes de estas variaciones ocurren en los días de verano que en los de invierno. Los rangos de intensidad total del campo oscilan entre 10 a 30 nT, pero pueden variar hasta más de 100 nT. [Telford et al, 1990].

### **3.2.2. Perturbaciones Geomagnéticas**

Varios tipos de perturbaciones espaciales afectan no-linealmente el comportamiento del campo geomagnético. Una de las perturbaciones que más afecta drásticamente el registro de los datos magnéticos marinos son las tormentas magnéticas generadas por actividad solar. Los registros de estas tormentas se muestran como cambios violentos y rápidos que ocurren en la magnetosfera terrestre, por el choque de partículas transportadas por el viento solar contra el campo geomagnético, dando como resultado distorsiones no lineales del campo. Las tormentas magnéticas más severas usualmente son acompañadas por extensas y espectaculares auroras boreales y a veces con interrupciones en los sistemas de comunicación por radio. Estas tormentas duran unas cuantas horas, aunque ocasionalmente se pueden prolongar de 1 a 2 días [Telford et al., 1990]. Las fluctuaciones en el campo geomagnético inducidas por estas tormentas son detectadas haciendo uso de los índices DST ecuatoriales que se reportan a través del sitio: del “*World Data Center for Geomagnetism*” en Kyoto, Japón.

### **3.2.3. Índice Geomagnético DST (*Disturbance storm time*)**

Para describir el comportamiento del campo magnético global o demostrar ciertos tipos de perturbaciones magnéticas, se dan medidas de variaciones llamadas índices geomagnéticos que son obtenidos en observatorios de todo el mundo [World Data Center for Geomagnetism]. El índice geomagnético DST es definido como una medida de intensidad de la corriente del anillo magnético a lo largo del

transcurso de cada día. Este índice es disponible en el sitio del “World Data Center for Geomagnetism” en Kyoto, Japón [[http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst\\_realtime/index.html](http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_realtime/index.html)].

Las graficas del índice geomagnético DST que se muestran en la (Figura 16) corresponde a los meses en los cuales se llevo a cabo el levantamiento geofísico marino, de la campaña SIGSBEE11, e indican que las mediciones magnéticas marinas fueron registradas en días con periodos tranquilos de actividad solar. Es importante mencionar, si las mediciones fueron registradas durante periodos de tormentas magnéticas, los datos magnéticos registrados serian descartados por su comportamiento no-lineal y no podrían ser corregidos [Telford et al., 1990].

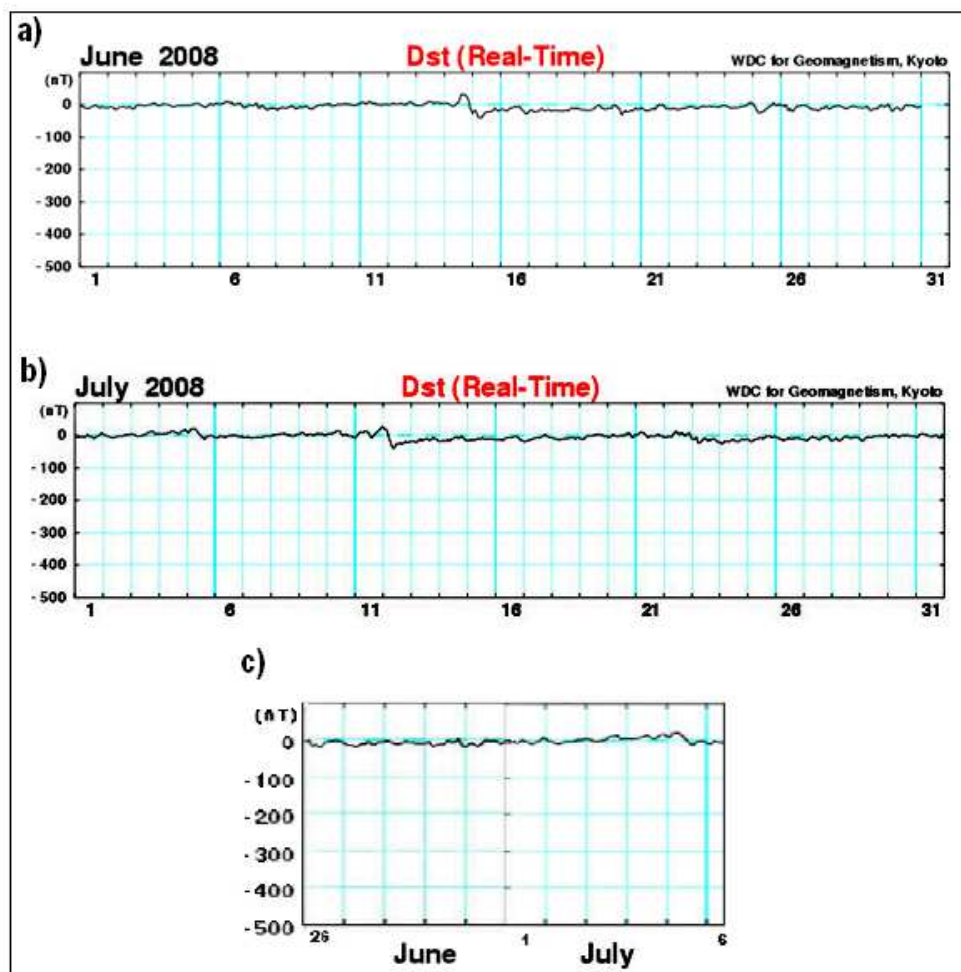


Figura16. Índice DST ecuatorial. Las graficas muestran las variaciones de los índices DST para: (a) mes de Junio de 2008, y (b) mes de Julio de 2008. (c) La grafica muestra las variaciones para los días de la campaña que correspondieron del 26 de junio (DJ 179) al 6 de julio de 2008 (DJ 186). [Datos tomados del centro de datos mundiales magnéticos de Kyoto].

### 3.3. Cálculo de la anomalía magnética

Con el objetivo de identificar heterogeneidades de los materiales en el lecho marino, la determinación de anomalías magnéticas se puede lograr con la reducción de los valores registrados por el magnetómetro marino en el levantamiento geofísico, en lo que incluyan el contraste del modelo teórico del campo magnético de la tierra y de los efectos magnéticos inducidos por las variaciones diurnas y la estructura electro-metálica del buque. Teóricamente, gran parte (~90%) del campo total geomagnético medido procede de una componente dipolar que es inducida por las corrientes eléctricas en el interior del núcleo de la tierra. Mientras que las contribuciones no-dipolar del campo (10%) corresponden al magnetismo remanente almacenado en la corteza de la tierra y en las variaciones temporales inducidos por efectos espaciales y atmosféricos. Simplificando, el cálculo de la anomalía magnética ( $\Delta M$ ) es obtenido utilizando la siguiente expresión:

$$\Delta M = M_{obs} \pm IGRF \pm \Delta D \pm \Delta R \quad (1)$$

Donde:

$M_{obs}$  = Valores magnéticos marinos observados

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

$\Delta D$  = Valores de la variación diurna del campo

$\Delta R$  = Efecto por el rumbo del buque respecto al norte geográfico

#### 3.3.1. Campo Magnético Teórico (IGRF)

El campo Geomagnético Internacional de Referencia, referido como IGRF (*"International Geomagnetic Reference Field"*) es la representación matemática del campo magnético terrestre, basada en una serie de armónicos esféricos con coeficientes de Gauss, cuya propiedad más importante es tener en cuenta la simetría esférica y la posición de un punto P, en cualquier parte de la superficie terrestre [Telford et al., 1990]. Esta fórmula es revisada periódicamente por la



Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA). Los 195 coeficientes del IGRF son estimados para tener un valor de cambio anual (producido por la variación secular del campo) con un grado y orden máximo de 13, desde el 2000 para asegurar una precisión de 0.1 nT, por la IAGA [*National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), 2009*].

El campo magnético principal se puede obtener teóricamente mediante un potencial geomagnético ( $V_m$ ), utilizando la siguiente ecuación:

$$V_m = a \sum_n^N \sum_m=0^n \left\{ \left( \frac{a}{r} \right)^{n+1} (g_n^m(t) \cos m\lambda + h_n^m(t) \sin m\lambda) P_n^m \cos \theta \right\} \quad (2)$$

Donde:

$a = \text{radio de la tierra} = 6371.2 \text{ km}$

$g_n^m(t)$  y  $h_n^m(t) = \text{coeficientes en tiempo o coeficientes de Gauss en nT.}$

$\lambda = \text{longitud geocéntrica (medidas del este de Greenwich)}$

$\theta = \text{colatitud geocéntrica (latitud de } 90^\circ \text{ hacia el norte)}$

$r = \text{distancia radial del centro de la tierra}$

$P_n^m(\cos \theta) = \text{Polinomio de Legendre asociados de grado } n \text{ y orden } m.$

A partir del gradiente del potencial  $V_m$ , se calcula la serie de expansión en términos armónicos esféricos para cualquiera de las componentes del campo Geomagnético. Los coeficientes del campo principal están en función del tiempo; su cambio temporal es estimado como una variación lineal dentro de un intervalo de esos 5 años en que se llevaron mediciones globales del campo. Para un próximo periodo de 5 años, los valores de los coeficientes son estimados, interpolando los valores en base a una variación secular predictiva.

Los cambios predictivo del campo magnético terrestre son calculados con un nuevo modelo de IGRF, en intervalos de 5 años. Este periodo de tiempo se le denomina época. El modelo IGRF de la época 2005 es el utilizado para la reducción de los datos magnéticos obtenidos en la campaña SIGSBEE-11. Los valores del

IGRF se puede obtener a través de la pagina del internet de la NOAA [[www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html](http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html)].

Al término de cada época, los valores de los coeficientes del IGRF son recalculados en base a los cambios globales registrados de las mediciones geomagnéticas en cada época. Estos IGRF definitivos de las épocas pasadas son referidos por la IAGA como “*Definitive Geomagnetic Reference Field*” (DGRF). [[www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html](http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html)].

La reducción de los datos magnéticos marinos adquiridos para obtener la anomalía magnética es la diferencia algebraica entre los valores de campo total registrados por el magnetómetro y el IGRF.

### **3.3.2. Corrección por Variación Diurna**

Para quitar esta influencia magnética que tiene el calentamiento del sol en la Ionósfera, es necesario monitorear el campo geomagnético continuamente en una localidad fija (base temporal) cercana al levantamiento marino. Los datos registrados se pueden obtener de observatorios que se encuentran cercanos al levantamiento y por lo general presentan significativas variaciones diurnas. Las estaciones que se encuentran en E. U. A. son controladas por la NOAA y por la United State Geological Survey (USGS); sus registros pueden consultarse en la página de la USGS [<http://geomag.usgs.gov/observatories/>].

Uno de los criterios principales para hacer correcciones diurnas del campo geomagnético, es que la estación base tenga un magnetómetro ubicado en tierra a una distancia no mayor de 100 millas náuticas (aproximadamente 200 km) de distancia, alejada a 200 pies (~61 m) de edificios, vías, líneas de alta tensión y objetos que puedan generar perturbaciones magnéticas [Breiner et al., 1973].

Para este trabajo se tomo la estación base BSL establecida en 1986, en el Centro Espacial Stennis conocido anteriormente como el Observatorio de la Bahía de San Louis, en el estado de Mississippi, manejado por la USGS y el Centro Espacial Stennis. Esta base utiliza un magnetómetro Flux-gate, estando a una elevación de 8 m, localizada en  $30^{\circ} 35' N$  y  $89^{\circ} 43' W$  (Figura 17). La base BSL se encuentra aproximadamente a 600 km del levantamiento marino SIGSBEE11. Esta distancia es mucho mayor a la máxima distancia considerada para ser aceptable como base temporal, pero se ha considerado, porque no hay la posibilidad de colocar una base más cercana a la zona de estudio. Para minimizar el error que pudiera conllevar esta estación base muy lejana, se comparan los registros de la estación BSL (Figura 18) con los datos registrados en el Observatorio Geomagnético de Teoloyucan (TEO) que se encuentra en el Estado de México, con las coordenadas  $19^{\circ} 44' N$  y  $99^{\circ} 11' W$  (Figura 16). El magnetómetro que se utiliza en esta base es un Overhauser Processor Sensor N129.

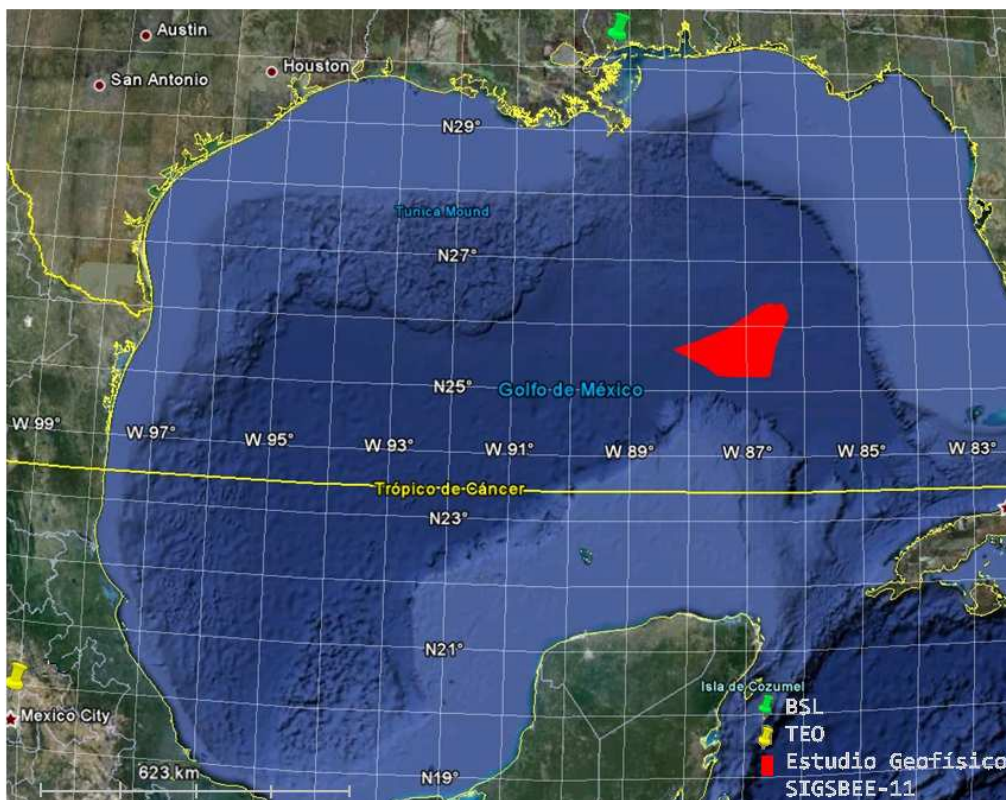


Figura 17. Ubicación de las bases BSL, TEO y del estudio Geofísico Sigsbee-11.

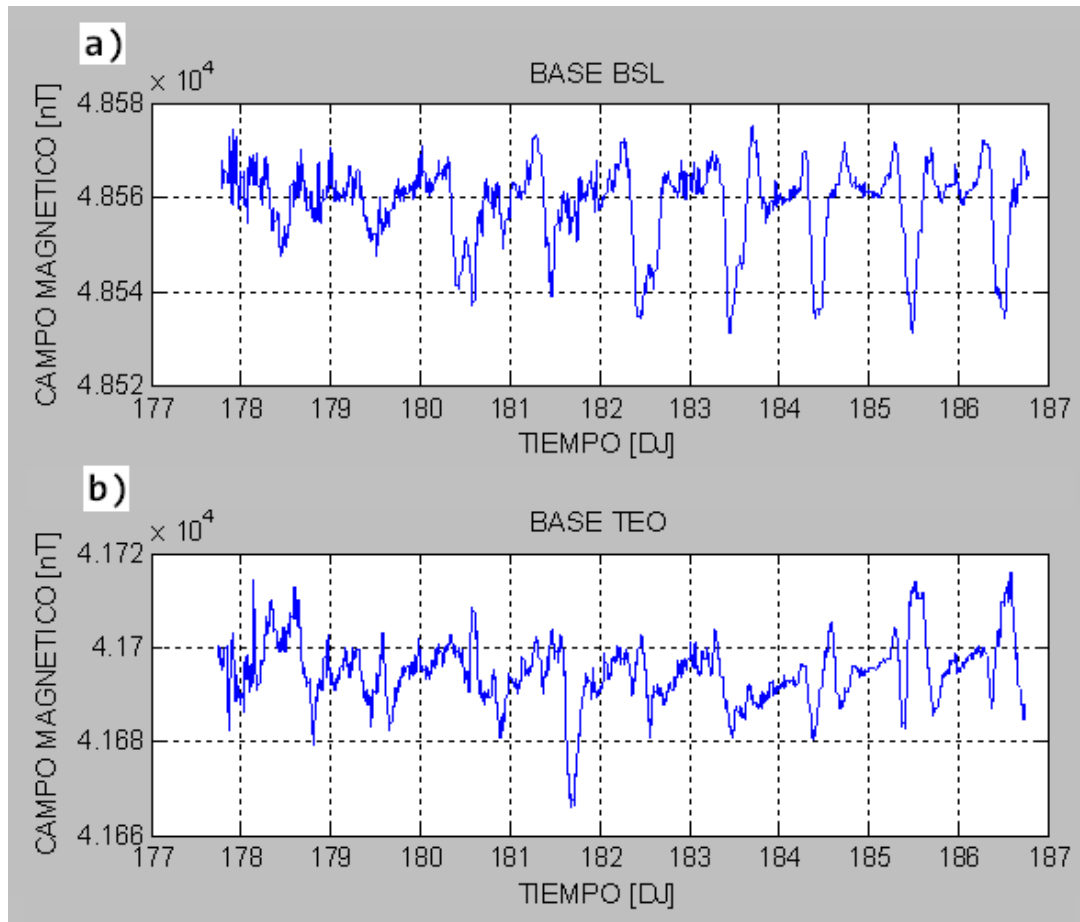


Figura 18. Gráfica del campo magnético total para la estación base a) BSL. b) TEO.

La variación diurna se obtiene a partir de los datos registrados de la estación base temporal BSL en una forma de series de tiempo que permiten obtener el modelo matemático por medio de una regresión lineal. El valor que se obtiene del modelo de la serie de tiempo se resta de los valores observados, correspondiendo a los tiempos de su adquisición.

### 3.3.3. 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 rumbo que lleva el buque. Durante el levantamiento magnético se selecciona una área en la cual los valores del campo no varíen en lo más mínimo y en las horas de menor influencia magnética para hacer un levantamiento circular, referido como “*circulo de corrección por rumbo*”, preferentemente en el sentido de las manecillas del reloj (Figura 19).

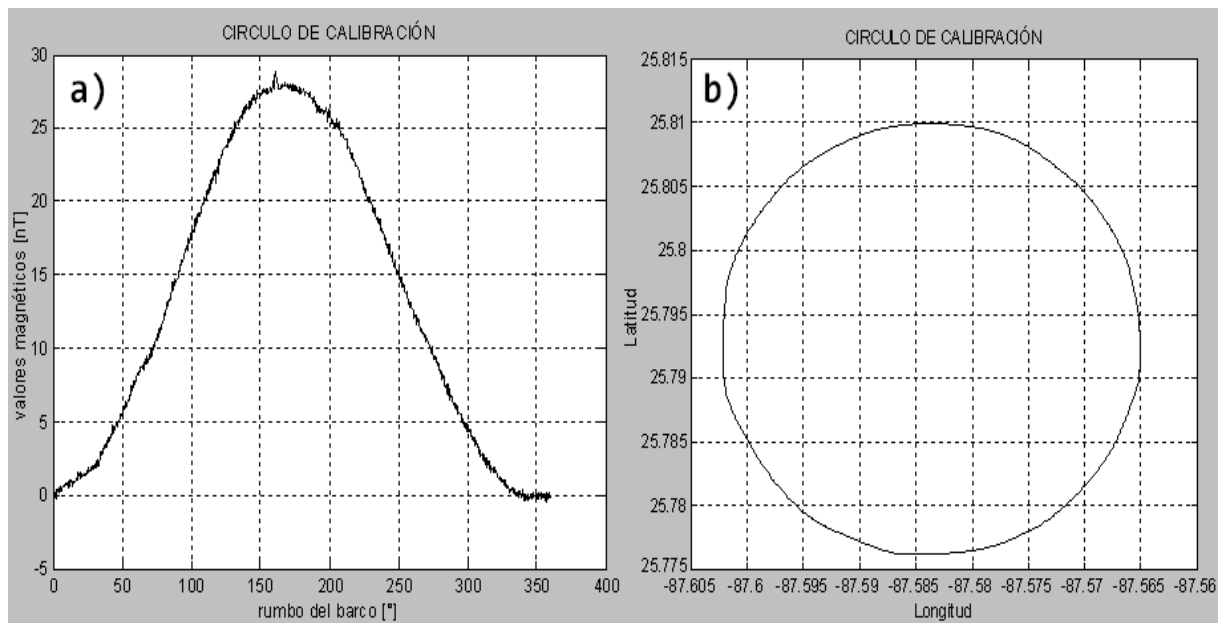


Figura 19. a) Gráfica de los datos magnéticos vs dirección del magnetómetro. b) Circulo de calibración de la Campaña SIGSBEE-11.

La aplicación del método de Bullard y Mason [1960], determina que en un punto Q es remolcado un magnetómetro por la popa de un buque donde se mide un campo magnético, el cual puede ser expresado respecto a su rumbo mediante la ecuación 3, esta incluye la posición del barco y el valor magnético registrado.

$$F_Q = F + C_0 + C_1 \cos \theta + C_2 \cos 2\theta + S_1 \sin \theta + S_2 \sin 2\theta \quad (3)$$

Donde  $F_Q$  es el valor observado,  $F$  es el valor del campo presente,  $\theta$  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 de un punto Q relativa al barco.

Para los datos de esta tesis se aplicó la ecuación 3 descrita por Bullard y Mason [1991] y se obtuvieron los siguientes coeficientes, resultando la ecuación 4:

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

$$F_Q = F + 12.38 + 7.59 \cos \theta + 0.54 \cos 2\theta - 2.47 \sin \theta - 1.21 \sin 2\theta \quad (4)$$

### **3.4. Datos de batimetría multihaz de SIGSBEE-11**

Los datos de batimetría de barrido lateral en la campaña SIGSBEE-11 son obtenidos con una ecosonda multihaz de 30 kHz, modelo EM 300, fabricado por Simrad-Kongsberg. En la adquisición de los datos de batimetría multihaz se empleó el software SIS (“*Seafloor Information System*”) de la marca Simrad Kongsberg que registra los datos adquiridos y despliega gráficamente en tiempo real en mapas los valores registrados con un ancho de barrido entre 2000 y 2800 m. La Figura 20 muestra la batimetría multihaz del área de estudio SIGSBEE-11, que fue procesada en Mortera [2008].

La morfología mostrada en los datos batimétricos presenta generalmente un relieve casi plano e inclinado hacia el centro del Golfo de México. El panel de la imagen de batimetría muestra el relieve en una escala de colores, siendo la tendencia de los rojos para los mínimos valores de profundidad (2900 m) y los azules para los máximos valores de profundidad (3400 m). Solo en el sector norte (entre 26° 10’N y 26° 20’N), se observa que el relieve del lecho marino muestra rasgos estructurales (entre 87° 50’W y 87° 20’W) que corresponden a los meandros de un cañón submarino, posiblemente como parte de la extensión sumergida del río Mississippi.

## PERFILES SÍSMICOS DE ALTA RESOLUCIÓN Y MAGNÉTICOS DEL LECHO MARINO DENTRO DEL POLÍGONO ORIENTAL EN EL GOLFO DE MÉXICO

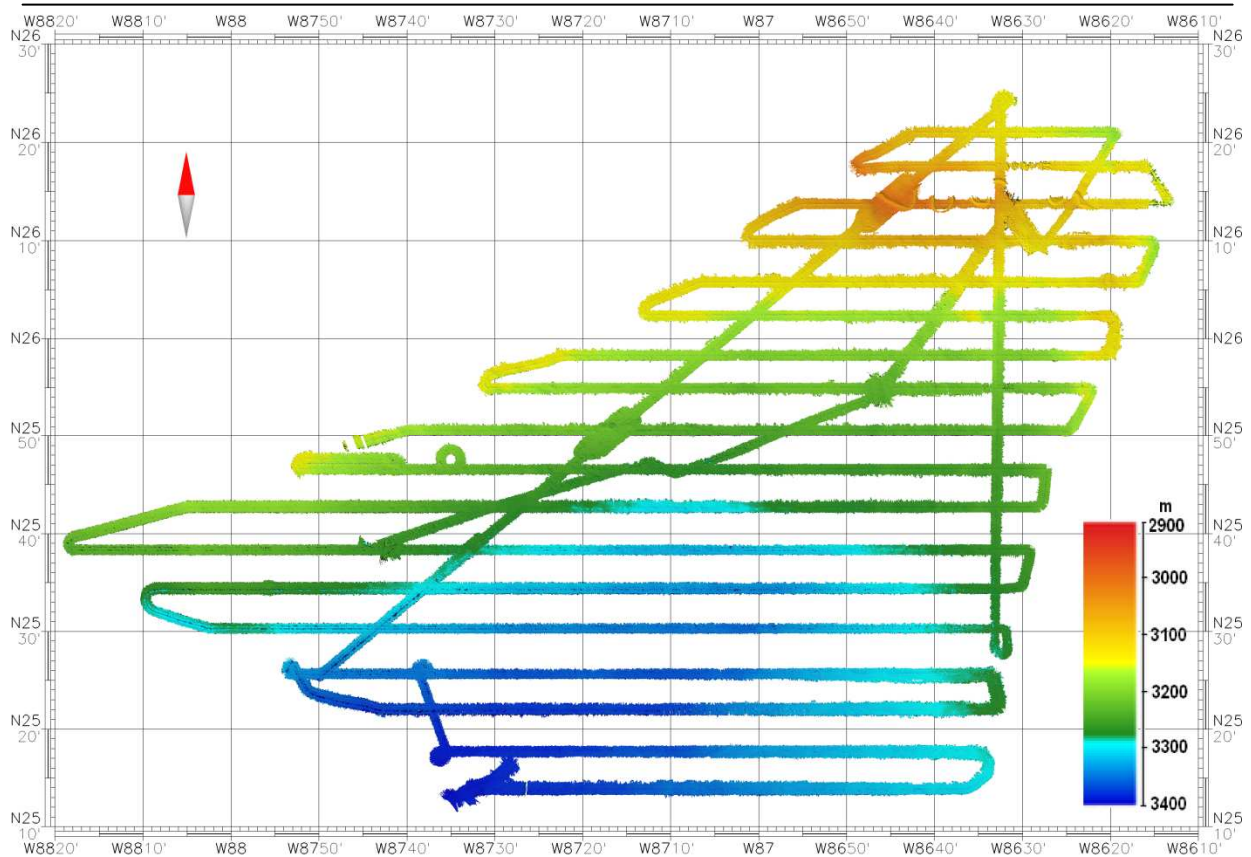


Figura 20. Batimetría de la campaña oceanográfica SIGSBEE-11 a bordo del B/O JUSTO SIERRA. La escala de colores muestra los rojos para los mínimos valores de profundidad y los azules para los máximos valores.

### 3.5. Reflexión sísmica de alta resolución

El método de reflexión sísmica está basado en el registro de la propagación de las ondas sísmicas que se reflejan de los estratos del subsuelo. La propagación de estas ondas están en función de las propiedades elásticas de los estratos, de su densidad y de su geometría [Jones, E. J. W., 1999].

La aplicación de esta técnica con una fuente para generar un pulso sísmico de alta frecuencia permite identificar un número elevado de capas sedimentarias con espesores menores a medio metro debajo del lecho marino. Este método en la instalación de infraestructura petrolera sobre el lecho marino ha contribuido en la identificación de riesgos geológicos, como estructuras, fallas, fracturas y bolsas de gas. El método de reflexión se basa en la primera ley de Snell (Ecuación 5):

$$S_{enl} = S_{enr} \quad (5)$$

Si se genera un movimiento sísmico en un punto A en la superficie, una de las múltiples trayectorias llegara al punto B, generando una onda reflejada con un ángulo “r” que será igual al ángulo incidente “i”, que se propagará hacia la superficie en el punto C a una distancia X del punto de impacto A (Figura 21). El tiempo total de la trayectoria es el tiempo que tardó la onda en recorrer la distancia AB y la distancia BC, con una velocidad promedio de propagación, entre la superficie y la profundidad Z [Sheriff R. E., 1991].

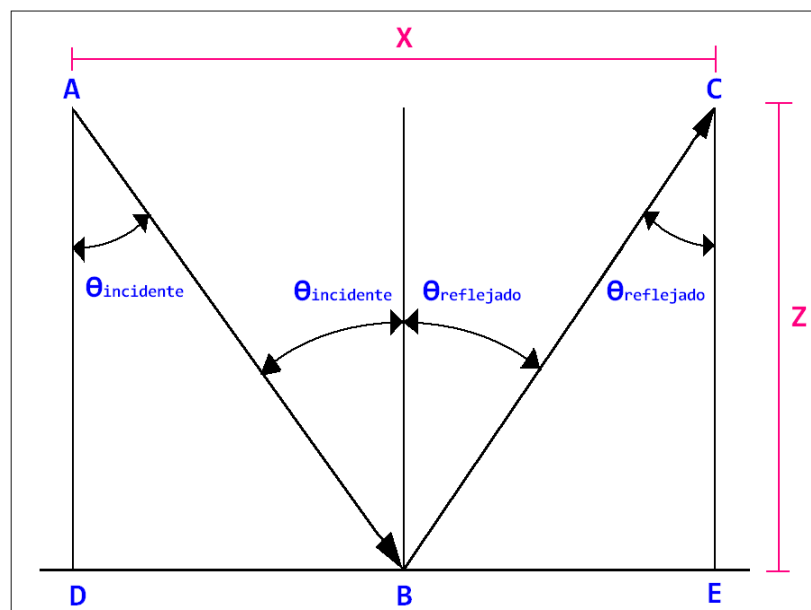


Figura 21. Trayectoria de una onda reflejada en el punto B.

Muchos de los conocimientos que se tienen sobre la estratificación del subsuelo, que yace debajo del lecho marino en el Golfo de México, se deben a gran cantidad de estudios de reflexión sísmica que se han llevado a cabo en la exploración de yacimientos de hidrocarburos. Típicamente estos estudios generan ondas elásticas, producto de disparos controlados; estas se propagan en un medio estratificado con un movimiento elástico que se particiona en ondas superficiales y de cuerpo; siendo esta última la que se utiliza comúnmente en el método de reflexión sísmica. La presión que ejercen las ondas de cuerpo en el medio es detectada con hidrófonos que se encuentran suspendidos en el agua.



Existen diferentes tipos de ondas de cuerpo: ondas de compresión ó primarias (ondas P), ondas de cizallamiento ó secundarias (ondas S). Las ondas P viajan a una velocidad mayor que las ondas S. La velocidad ( $V_p$ ) de las ondas P está en función de los módulos de incompresibilidad (K), de la rigidez ( $\mu$ ), y de la densidad del material ( $\rho$ ) a través del cual se propaga la onda (Ecuación 6).

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (6)$$

Mientras que las ondas S viajan a una velocidad ( $V_s$ ) en función solamente del modulo de rigidez ( $\mu$ ) y de la densidad del material ( $\rho$ ) (Ecuación 7)

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (7)$$

Estas velocidades varían debido a cambios litológicos y al grado de porosidad en los estratos sedimentarios. La Tabla 1 lista las  $V_p$  de los estratos sedimentarios más comunes:

LITOLOGIA	$V_p$ [Km/s]
Arena no consolidada	1.5-2.0
Sedimentos pelágicos	1.5-1.9
Arcilla	1.0-2.5
Areniscas (Terciarias)	2.0-2.5

Tabla 1. Rangos aproximados de velocidades para ondas compresionales de materiales más comunes [Jones, E. J. W et al., *Marine Geophysics*, England, 1999].

Estas velocidades varían debido a cambios litológicos y al grado de porosidad de los estratos.

### 3.5.1. Perfilador Sísmico de alta resolución

El principio físico de los perfiladores sísmicos (Figura 22) consta de un pulso acústico de periodo muy corto (altas frecuencias) que es transmitido por un transductor a través de la columna de agua (la velocidad acústica a través del agua es considerada constante ~1500 m/s). Al llegar al lecho marino, el pulso se reflejara

varias veces de interfaces entre estratos y se registraran los arribos de estas ondículas con sus respectivos tiempos [Medwin et al, 1998]. También el haz transmitido electrónicamente es estabilizado por los movimientos del buque en su balanceo, en su cabeceo y en su traslación vertical (Figura 14).

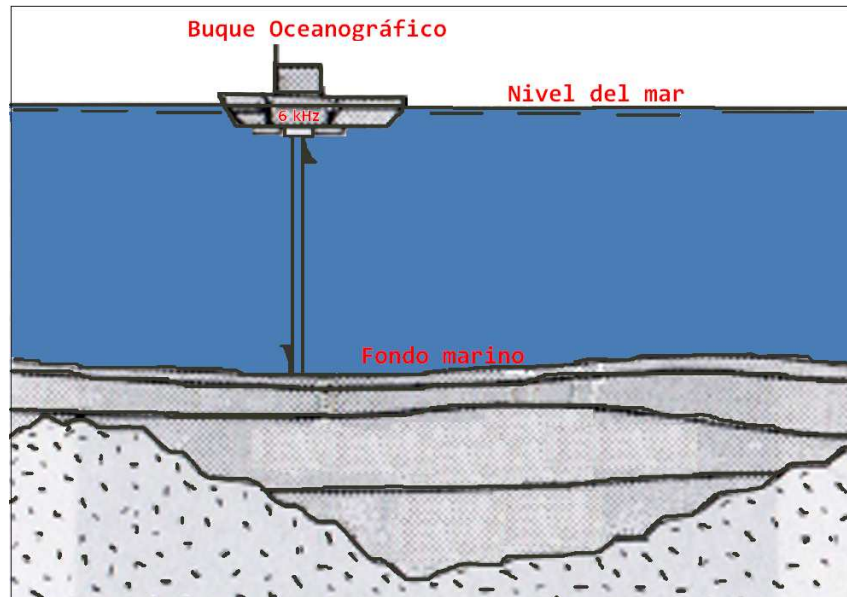


Figura 22. Trasmisión del haz de sonido del buque oceanográfico al relieve del fondo marino [Medwin, 1998]

En el estudio geofísico marino se utilizó el perfilador sísmico TOPAS PS 18 (*Topographic Parametric Sonar*) de la marca Kongsberg (Figura 23), que consiste en: (1) un 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) un transceiver que es el sistema que controla la transmisión de energía para generar el pulso acústico emitido, convierte las ondículas acústicas reflejadas de analógicas a digital, realiza las correcciones geométricas de los haces emitidos y recibidos, ubicado en un gabinete que se localiza dentro del buque en una cubierta inferior, próxima a la ubicación de los transductores; (3) una consola de operación en donde se corrigen las geometrías de los haces, se hace un procesamiento de los datos, se registran los datos adquiridos y se despliega en tiempo real los valores de las

ondículas recibidas, ubicada en el laboratorio central de registros hidroacústicos; y  
(4) Opcional.

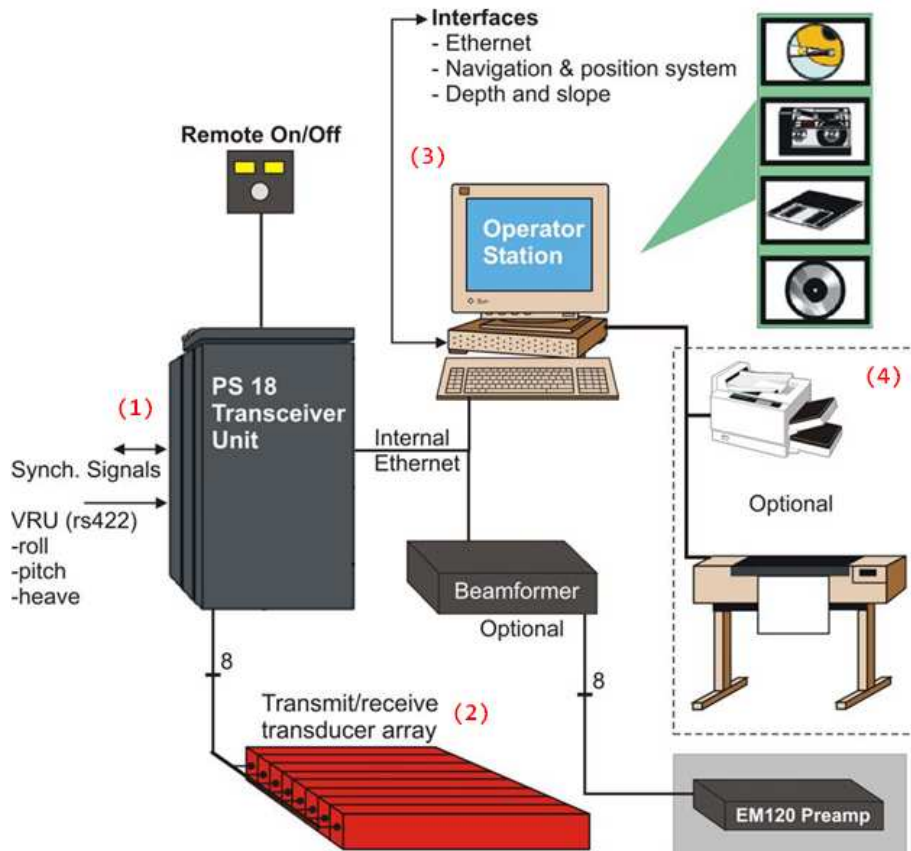


Figura 23. TOPAS PS 18 de la marca Konsberg. (1) Transductor, (2) Sistema Transceptor, (3) Estación de control y (4) Opcional. [Manual de operación TOPAS PS 18].

El TOPAS PS 18 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 TOPAS hace un procesamiento preliminar de los datos registrados y simultáneamente realiza un despliegue de una sección sísmica en tiempo real. Tiene cuatro principales modos de transmisión: (1) *Normal* donde la ecosonda transmite por sí sola, un disparo (*ping*) y espera las señales de vuelta antes de realizar el siguiente ping; (2) *Múltiple* disparo donde el sistema permite una ráfaga de disparos antes de empezar a registrar las señales de vuelta; (3) *Pulso múltiple*, durante el mismo periodo de transmisión manda varios pulsos, el modo de recepción

está activado para un solo ping en un rango constante y (4) *Externo*, en el cual los intervalos de los pings son sincronizado por los tiempos de disparos que emiten los otros ecosondas para no producir interferencia en el registro de los ecosondas.

El sistema del TOPAS PS18 puede generar tres diferentes formas del pulso emitido: (1) *Pulso Ricker* que comúnmente es usado en aguas someras con un pulso de amplitud modular y un filtro pasa bandas; (2) *Pulso Chirp* que es preferiblemente usado en aguas profundas con frecuencias moduladas dentro de un barrido de frecuencias; y (3) *Pulso CW* que es una combinación de trenes de pulsos Chirp en bandas delgadas de frecuencias.

La consola de operación del sistema TOPAS es operada en diferentes modos: (1) modo “*survey*”, registra los parámetros de adquisición y procesado a lo largo de los perfiles durante el levantamiento (2) modo “*replay*” despliega los datos anteriormente adquiridos y cambia algunos de los parámetros previamente establecidos, ó (3) modo “*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.

Para mejorar la información registrada, se usan varios tipos de filtros en los datos adquiridos como el dereverberación que evita los ecos falsos de la señal o el filtro *Matched* que codifica la proporción de la señal y ruido. Además de estos filtros, se tiene la opción de seleccionar entre un pasa banda, un *Matched* y un des-Spiking, y se puede disponer de un modo automático o manual para seleccionar las frecuencias de cortes: *low stop*, *high pass*, *low pass* y *high stop* (Figura 24).

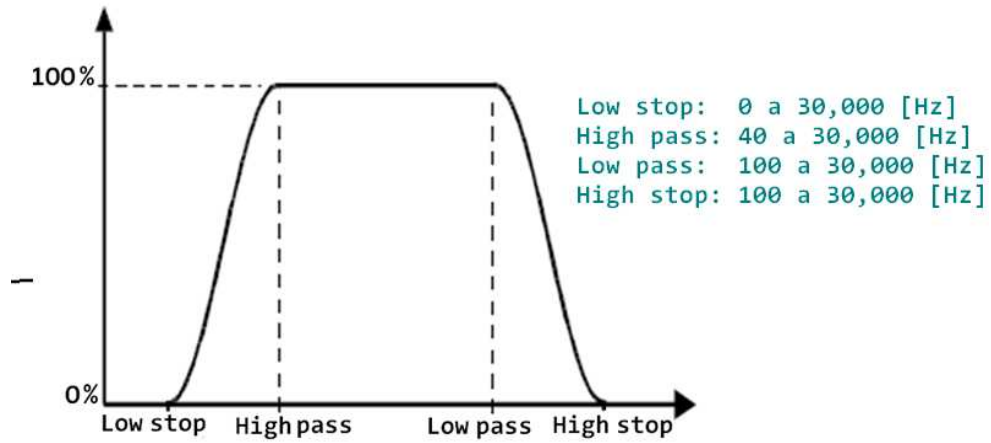


Figura 24. Definición de Parámetro para el filtro digital pasa-banda  
[Manual de operación TOPAS PS 18].