

REGISTRADORES DE MAREA DE NUEVA GENERACION

INICIO

❖ Sensores acústicos en estaciones mareográficas fijas (UNESCO, 1994)

En los últimos años se ha desarrollado un nuevo sistema de medición del nivel del mar. Estos mareógrafos denominados de nueva generación (Next Generation Water Level Measurement System, Figura 20) poseen un transductor acústico que funciona como una ecosonda invertida para medir el nivel del agua. Envía una señal de alta frecuencia por un tubo de aproximadamente 1,2 cm de diámetro (tubo de sondeo) que está instalado dentro de otro tubo de 15 cm de diámetro (tubo protector). La razón de utilizar un tubo de sondeo es para evitar que la pérdida de señal en la reflexión sobre el agua, que dentro del tubo está en calma. Estos equipos miden el tiempo que tarda la señal en pasar por un punto "punto de calibración", tocar la superficie del agua y volver. Conociendo este tiempo y el valor de la velocidad del sonido en el aire (337.5 m/s a 10°C y 1 atm de aire seco) puede calcularse el espacio recorrido.

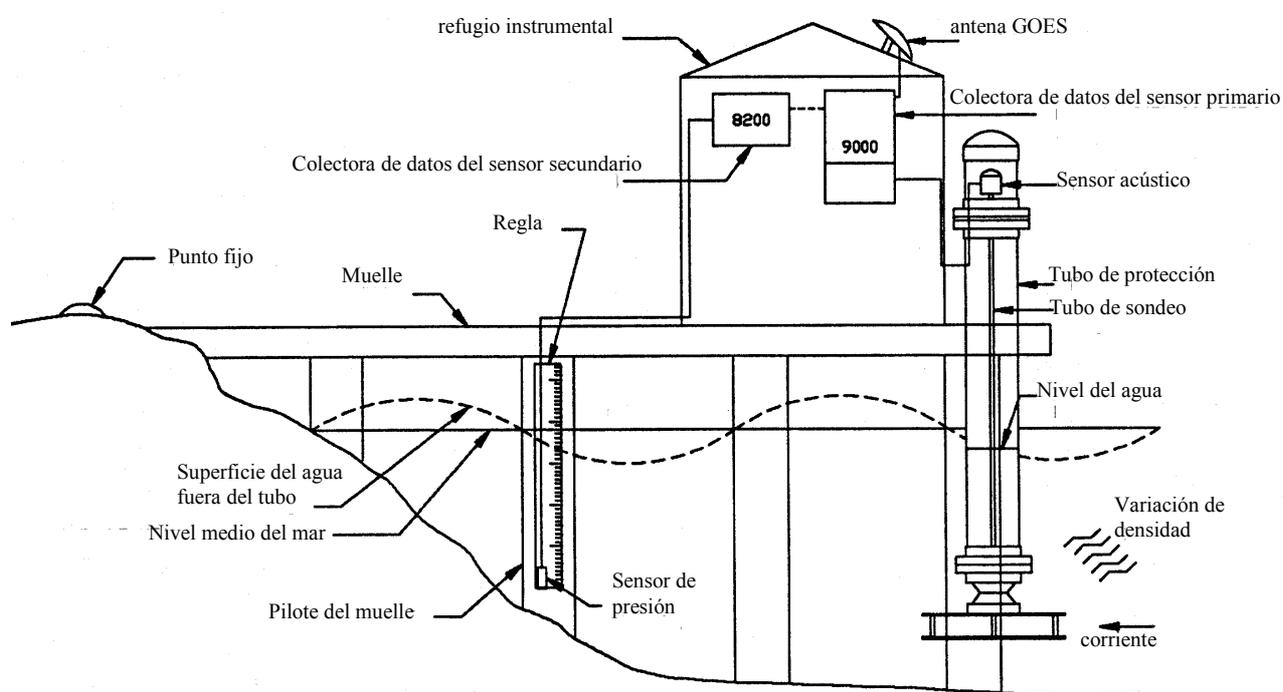


Figura 19

Una fuente de error para este sensor está asociada con la variación de temperatura del aire dentro del tubo de sondeo ya que el valor de la velocidad del sonido se modifica por variaciones en la temperatura (0,17%/°C). Además por la longitud del tubo de sondeo puede existir un gradiente de temperatura dentro de él. Para considerar este posible error se instalan dos sensores de temperatura de aire dentro del tubo protector, uno a la altura del tubo de calibración (tramo más alto del tubo de sondajes) y el otro en la posición más baja posible sin que lo alcance el agua, que podrían ser utilizados para calcular la velocidad de propagación del sonido en forma continua (se usa el promedio de ambos termómetros). Pero el método elegido es otro. Se usa un reflector acústico en el extremo inferior del tubo de calibración así el equipo puede medir esta distancia y compararla con el valor de fábrica. A partir de estos dos valores el procesador del equipo obtiene la velocidad del sonido a utilizar en los cálculos. Sin embargo este procesamiento no cubre el gradiente de temperatura entre el punto de calibración y la superficie del agua. Una solución para esto último

sería instalar varios tramos de calibración cubriendo todo el tubo. Finalmente se optó por otro método que consiste en ventilar adecuadamente el tubo protector. El gradiente de temperatura es controlado por los dos sensores y en el caso de superar los 5°C se desprecia la medición.

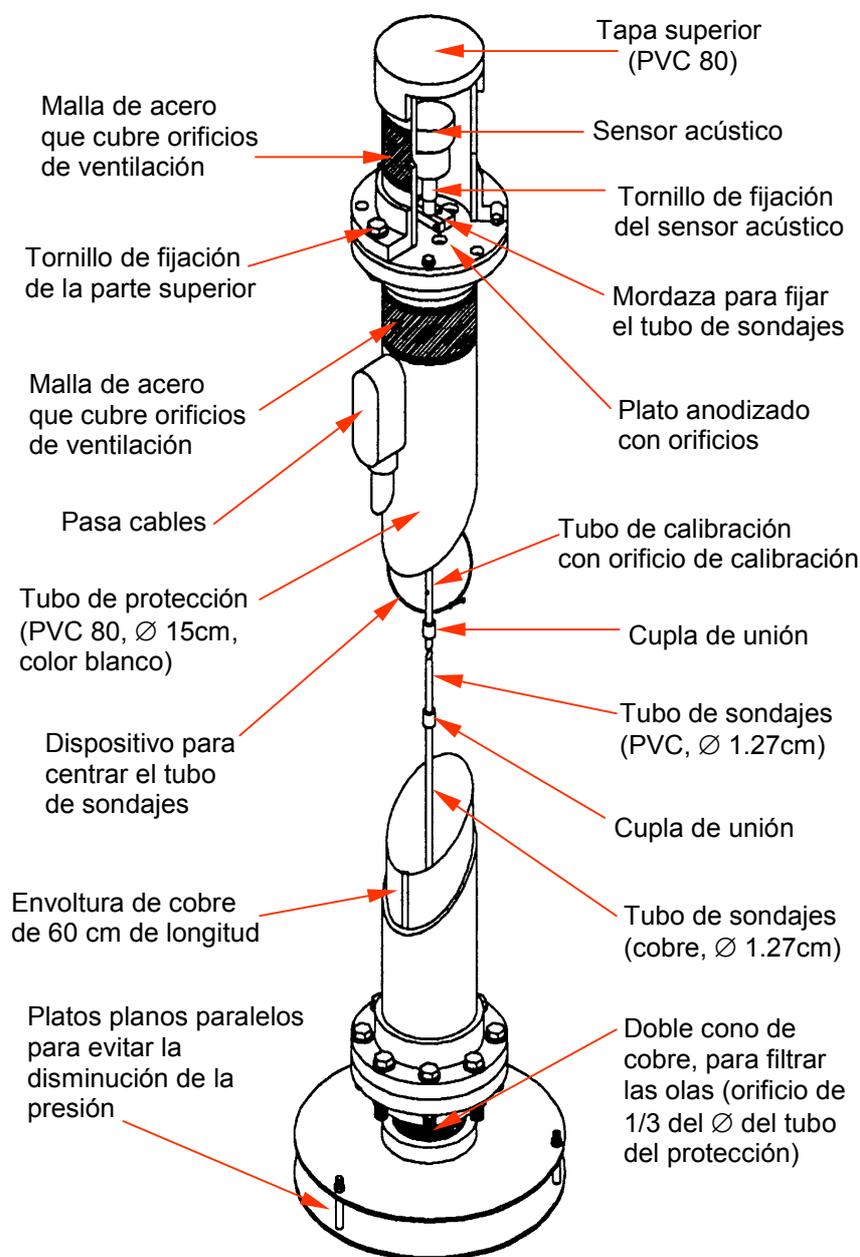


Figura 20

La Figura 20 muestra en detalle un mareógrafo acústico de nueva generación (excluyendo el procesador, la unidad almacenadora de datos y el sistema de transmisión)

En la Figura 20 se observan agujeros de ventilación en el tubo protector y en el plato de aluminio (plato de montaje del sensor acústico) para mantener uniforme la temperatura del aire en el interior del tubo protector. La cantidad de orificios de ventilación dependerá de cada caso en particular aunque lo estándar son 4 agujeros distribuidos a 90°. Para evitar la entrada de insectos o

cuerpos extraños, los orificios se cubren con una malla de acero inoxidable que se fija con un pegamento especial.

Para filtrar la ola se utiliza un doble cono con un orificio entre ellos de 1/3 del diámetro del tubo protector. En áreas donde las corrientes de marea son muy intensas así como es frecuente la presencia de olas y mar de fondo, se colocan platos planos paralelos debajo para reducir el efecto de quite de presión.

El color blanco de los caños se debe a que reflejan la luz solar y se produce un menor calentamiento del aire interior.

El tramo inferior del tubo de sondajes es de cobre así como un recubrimiento interior del extremo inferior del tubo protector, para atenuar los efectos de la actividad biológica marina.

El equipo realiza cada 6 minutos 181 mediciones, cuyo promedio se asigna al centro del intervalo. A su vez estos intervalos de 6 minutos están centrados en décimos de hora entera. De esta forma se tienen alturas de marea cada 6 minutos, obteniéndose también valores a hora entera.

Estación Mareográfica Ushuaia													
Mareógrafo de nueva generación													
NGWLMS (New Generation Water Level Measurement System													
"99510001"," 99181"													
"JULIAN													
D"	"PWLA"	"PSIG"	"POUT"	"PAT1"	"PAT2"	"BUWL"	"BSIG"	"BOUT"	"BWTP"	"ATMP"	"WTMP"	"BARO"	"BATV"
182.1250,	2.523	,.001	,0	,2.4	,2.4	,3.092	,.003	,2	,2.6	,2.9	,4.6	,1010.4	,12.7,
182.1292,	2.514	,.001	,0	,2.4	,2.3	,3.083	,.004	,2	,2.7	,-9999	,-9999	,-9999	,12.7,
182.1333,	2.503	,.003	,0	,2.4	,2.4	,3.069	,.004	,1	,2.7	,-9999	,-9999	,-9999	,12.7,
182.1375,	2.483	,.003	,0	,2.4	,2.3	,3.053	,.005	,1	,2.7	,-9999	,-9999	,-9999	,12.7,
182.1417,	2.459	,.003	,0	,2.4	,2.3	,3.025	,.004	,2	,2.7	,-9999	,-9999	,-9999	,12.7,
182.1458,	2.440	,.002	,0	,2.5	,2.4	,3.004	,.004	,1	,2.7	,-9999	,-9999	,-9999	,12.7,
182.1500,	2.430	,.002	,0	,2.5	,2.4	,2.996	,.005	,1	,2.7	,-9999	,-9999	,-9999	,12.7,
182.1542,	2.427	,.001	,0	,2.6	,2.5	,2.990	,.003	,1	,2.7	,-9999	,-9999	,-9999	,12.7,
182.1583,	2.431	,.001	,0	,2.6	,2.5	,2.997	,.004	,1	,2.7	,-9999	,-9999	,-9999	,12.7,
182.1625,	2.436	,.001	,0	,2.7	,2.7	,3.001	,.004	,1	,2.7	,-9999	,-9999	,-9999	,12.7,
182.1667,	2.436	,.001	,0	,2.8	,2.8	,3.000	,.004	,2	,2.8	,4.1	,4.6	,1009.8	,12.7,
182.1708,	2.437	,.001	,0	,2.8	,2.8	,3.001	,.004	,1	,2.8	,-9999	,-9999	,-9999	,12.7,
182.1750,	2.437	,.001	,0	,2.8	,2.8	,3.001	,.004	,2	,2.8	,-9999	,-9999	,-9999	,12.7,
182.1792,	2.433	,.002	,0	,2.9	,2.9	,2.997	,.005	,1	,2.8	,-9999	,-9999	,-9999	,12.7,
182.1833,	2.431	,.001	,0	,3.0	,3.0	,2.998	,.004	,0	,2.9	,-9999	,-9999	,-9999	,12.7,
182.1875,	2.427	,.001	,0	,3.0	,3.1	,2.989	,.004	,2	,2.9	,-9999	,-9999	,-9999	,12.7,
182.1917,	2.434	,.001	,0	,3.2	,3.2	,2.998	,.004	,1	,2.9	,-9999	,-9999	,-9999	,12.7,
182.1958,	2.443	,.002	,0	,3.4	,3.4	,3.007	,.005	,0	,3.0	,-9999	,-9999	,-9999	,12.7,
182.2000,	2.453	,.002	,0	,3.5	,3.6	,3.017	,.004	,0	,3.0	,-9999	,-9999	,-9999	,12.7,
182.2042,	2.466	,.002	,0	,3.8	,3.7	,3.032	,.004	,1	,3.1	,-9999	,-9999	,-9999	,12.7,

Figura 21

La Figura 21 muestra el formato de grabación de la información de un mareógrafo acústico de nueva generación. El significado de las abreviaturas es el siguiente:

- ✓ "JULIAN D": Día juliano.
- ✓ "PWLA": Nivel del agua registrado por el sensor acústico en metros, medido desde el cero del mareógrafo.
- ✓ "PSIG" Desvío standard del conjunto de mediciones obtenidas en un lapso de 6 minutos.
- ✓ "POUT": Cantidad de observaciones anómalas obtenidas en un lapso de 6 minutos

- ✓ "PAT1" / "PAT2": Temperaturas registradas dentro del tubo protector. Su diferencia debe mantenerse menor que 5°C.
- ✓ "BUWL": Nivel del agua registrado por el sensor de presión secundario.
- ✓ "BSIG": Desvío standard del conjunto de mediciones obtenidas en un lapso de 6 minutos, de cuyo promedio surgirá el valor de la altura correspondiente al instante central para el sensor secundario.
- ✓ "BOUT": Cantidad de observaciones anómalas obtenidas en un lapso de 6 minutos para el sensor secundario.
- ✓ "BWTP": Temperatura del agua.
- ✓ "ATMP": Temperatura del aire.
- ✓ "WTMP": Temperatura del agua.
- ✓ "BARO": Presión barométrica.
- ✓ "BATV": Batería.

La memoria del equipo almacena hasta 40 días de información dependiendo del número de sensores que tenga instalado. Estos mareógrafo están capacitados para trabajar hasta con 11 sensores diferentes que pueden medir por ejemplo temperatura del agua, velocidad y dirección del viento, ráfagas, etc.

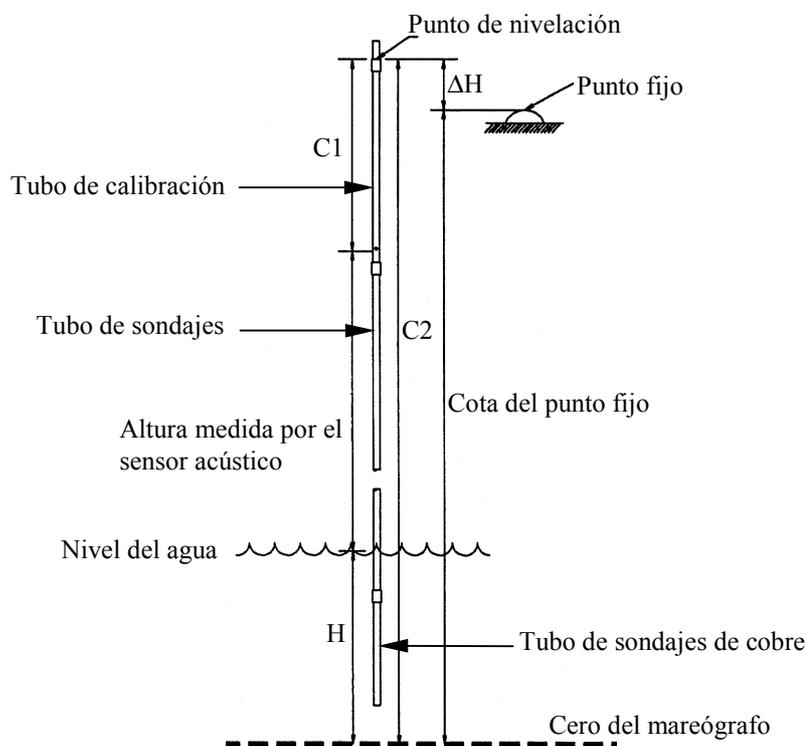


Figura 22

La Figura 22 permite deducir como se determina la altura de marea (H) con respecto al cero del mareógrafo. La distancia C1 es un valor conocido de fábrica. La distancia C2 se determina haciendo:

$$C2 = \text{cota del punto fijo} + \Delta H$$

Luego la altura de marea (H) con respecto al cero del mareógrafo es:

$$H = C2 - C1 - \text{altura medida por el sensor acústico}$$

❖ Medición de marea utilizando satélites altimétricos

También es posible medir el nivel del mar mediante la utilización de satélites altimétricos. Con la aparición de este tipo de instrumental se han podido obtener observaciones globales de marea de casi todos los océanos del mundo, que hasta hace unos años eran reemplazadas por la aplicación de modelos de mareas hidrodinámicos como ser el de Schwiderski (1980 a, b). En la actualidad algunos de los modelos globales de mayor resolución que incluyen datos altimétricos de satélites son el de: Kantha, 1995; Le Prevost, 1998, etc.

Un satélite altimétrico es un satélite artificial en órbita alrededor de la Tierra que cuenta con un altímetro de radar para medir la altura del satélite con respecto a la superficie del mar. También debe llevar un radiómetro de microondas para medir la concentración de vapor de agua a lo largo de la trayectoria del pulso radar del altímetro (necesaria para hacer una corrección llamada de tropósfera húmeda), y un transmisor de señales Doppler y retroreflectores laser para medir la posición y velocidad del satélite con respecto al sistema de referencia utilizado. Estos satélites llevan a veces otros instrumentos como por ejemplo los difusómetros (scatterometers) que miden la difusión de la radiación electromagnética de la superficie del mar producida por las ondas capilares. Estas mediciones son utilizadas en algunos algoritmos empíricos para determinar la dirección y velocidad del viento en la superficie del mar (Figura 25).

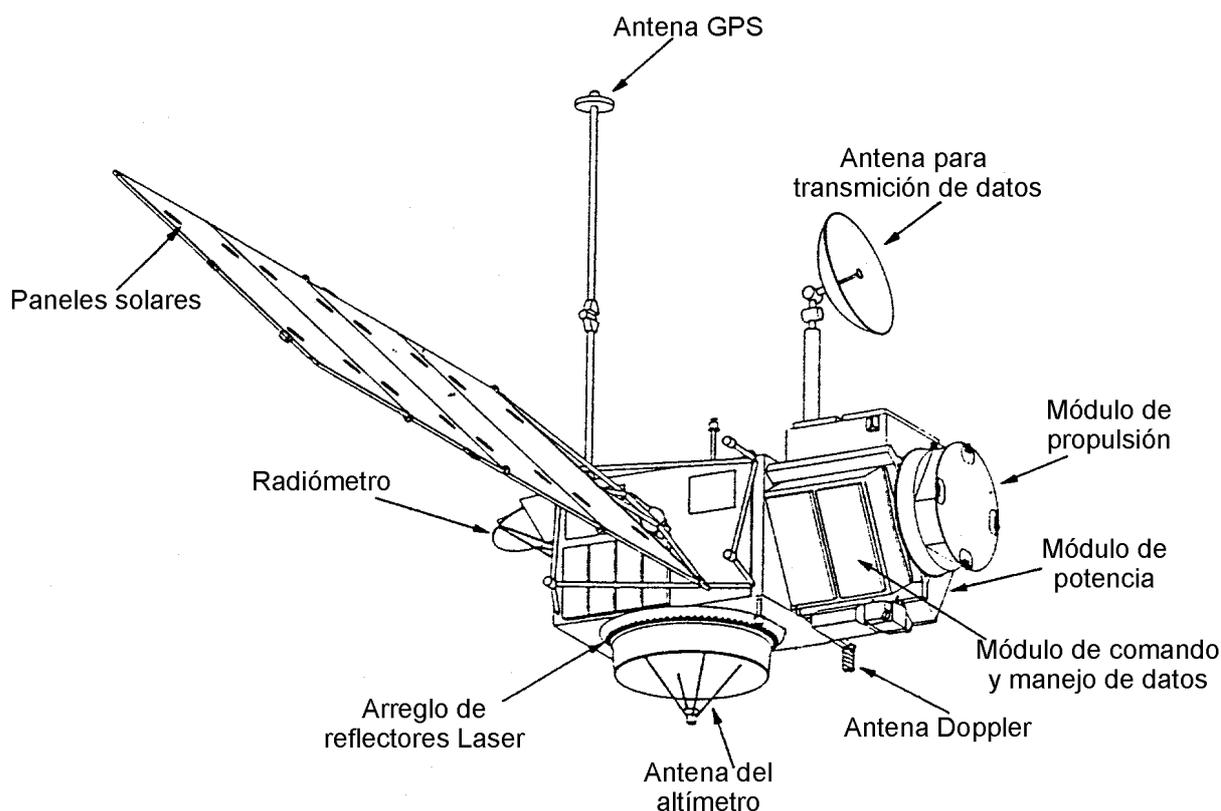


Figura 25

El primer altímetro efectivo fue lanzado en 1973 (SKYLAB). La mayoría de los satélites altimétricos (SEASAT, GEOSAT, ERS-1) vuelan entre 700 y 800 km sobre la superficie del mar. TOPEX / POSEIDON lanzado en 1992 orbita a 1335 km para minimizar la fricción del aire, que

produce incertidumbre en el cálculo de la posición del satélite. Desde esa altura mide el nivel del mar con precisión de 3 - 5 cm.

Gran parte de los satélites altimétricos toman una muestra por segundo a lo largo de su traza (en realidad toman cientos de muestras por segundo que se promedian a un valor por segundo); dado que la velocidad de la huella sobre el mar es aproximadamente 6 - 7 km/seg esto implica una muestra cada 6 -7 km. La huella de este altímetro es un círculo que varía según las condiciones del mar desde 2 Km hasta 12 Km de diámetro (en el peor de los casos) aproximadamente, luego cada muestra tiene validez para toda esa superficie. Cuando más altas son las olas en el mar mayor es la superficie que retorna energía al altímetro. Desde el punto de vista mareológico esto es aceptable para zonas alejadas de la costa donde la amplitud de la marea no presenta grandes variaciones con la distancia. Por el contrario en zonas costeras donde es considerable la variación de la amplitud en distancias cortas no es aconsejable utilizar esta metodología por la magnitud del error.

Como el satélite orbita la Tierra muchas veces en el día, genera una gran cantidad de datos cuya interpretación es compleja, debe prestarse particular atención a la determinación de la órbita y la forma exacta de la superficie del mar (Robinson, 1985). Es posible combinar datos de distintos satélites altimétricos como por ejemplo GEOSAT para 1985 - 89 y TOPEX / POSEIDON 1992 - 96 pero debe realizarse con mucho cuidado debido a que existen diferencias sistemáticas entre las alturas medidas por distintos satélites.

Las órbitas del SEASAT Y GEOSAT se repetían cada 17 días, por lo que el patrón de trazas sobre el mar se repetía casi exactamente (dentro de 1km) cada 17,0505 días, lo cual incluía 256 órbitas; las dos trazas paralelas más cercanas estaban separadas por 156 km y aproximadamente 3 días. En el caso del TOPEX / POSEIDON las trazas se repiten cada 9,9156 días (Fu et al. 1994) luego de 127 órbitas, con un error menor a 1 km. Al cabo de un ciclo de los altímetros TOPEX / POSEIDON se mide la altura del mar aproximadamente 500.000 veces entre las latitudes $\pm 66^\circ$ (el plano de la órbita forma un ángulo de 66° con el plano del Ecuador). En el siguiente ciclo se puede decir que se repite la medición en los mismos puntos, en consecuencia luego de 4 años se tendrá 500.000 posiciones en el océano con sólo 146 muestras en cada una de ellas, con un intervalo de muestreo de 9,9156 días.

La Figura 26 (Pugh, 1987) muestra las trazas debidas a un satélite a una altura de 1300 km con una inclinación orbital de 64° durante un período de 1 día, con una repetición de trazas de aproximadamente 10 días.

En el caso de la determinación de marea con altímetros se cuenta con una señal discretizada con un intervalo de toma de muestra mayor que el que se necesita, por lo que se presenta el fenómeno de aliasing.

Al discretizar una señal temporal analógica es muy importante elegir un intervalo de muestreo que permita recobrarla. Para ello debemos conocer la máxima frecuencia observable presente en la señal, que se conoce como frecuencia de Nyquist y es igual a $\frac{1}{2\Delta}$, siendo Δ el intervalo de muestreo.

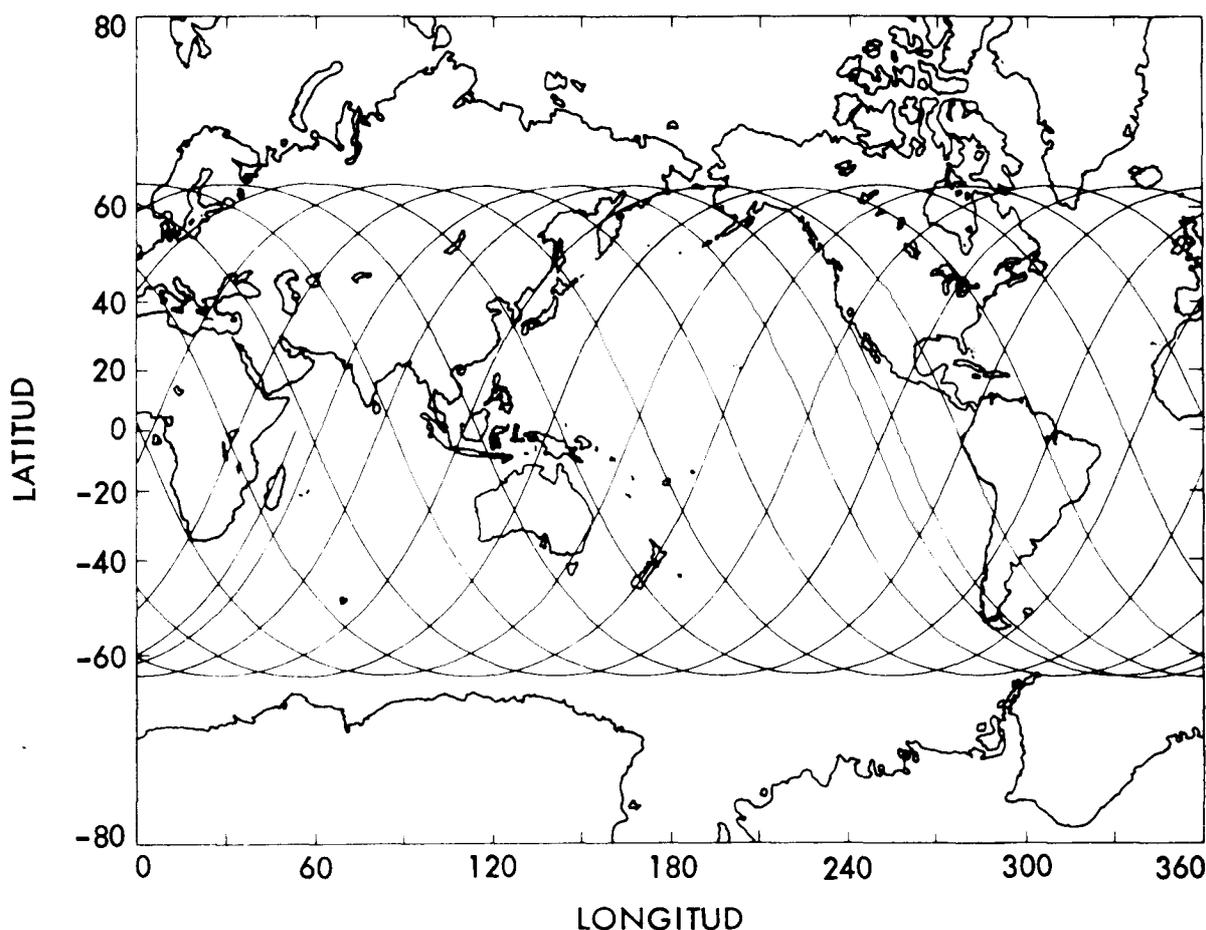


Figura 26

Si en la señal ya discretizada existen frecuencias superiores a la de Nyquist se produce el fenómeno de “aliasing” que puede explicarse como un plegado de las frecuencias entre Nyquist y múltiplos de ésta sobre la banda cero - Nyquist, es decir si se realiza un espectro de la señal, entre las frecuencias cero y Nyquist van a estar también representadas las frecuencias “aliadas” mayores que Nyquist. Cuando se desea investigar las contribuciones correspondientes a las distintas frecuencias presentes en una señal, se debe evitar el problema del aliasing eligiendo adecuadamente el intervalo de muestreo.

En el caso del estudio de la marea por medio de altímetros, se utiliza el fenómeno de aliasing para determinar las ondas componentes que corresponden a frecuencias aliadas. Como se conocen perfectamente las frecuencias de las ondas presentes en la marea se puede determinar cuales son las “aliadas” que les corresponden y así deducir las primeras. El mayor intervalo de muestreo posible para representar correctamente a una señal de marea es una hora, por lo que el período mínimo observable será 0,083 días, pero el altímetro tiene un intervalo de muestreo de 9,9156 días al que le corresponde un período mínimo observable de 19,83 días. Se han realizado estudios que han permitido determinar cuales son las frecuencias aliadas de las principales componentes de marea, así por ejemplo la componente semidiurna lunar principal M_2 cuyo período es de 12,42 hs aparece en la señal del altímetro con un período de 62,06 días.

El altímetro mide la distancia desde su posición orbital a la superficie del mar (Figura 27) aunque a los fines oceanográficos interesa en numerosas ocasiones medir la altura del mar referida al geoide. La superficie del mar con respecto al Geoide se obtiene haciendo:

$$h_t = h_o - h_m - h_g$$

Donde h_o es la altura de la órbita con respecto al elipsoide de referencia, h_m es la altura de la superficie del mar medida desde el altímetro y h_g es la diferencia de altura entre el Geoide y el elipsoide de referencia (obtenida con modelos geodésicos)

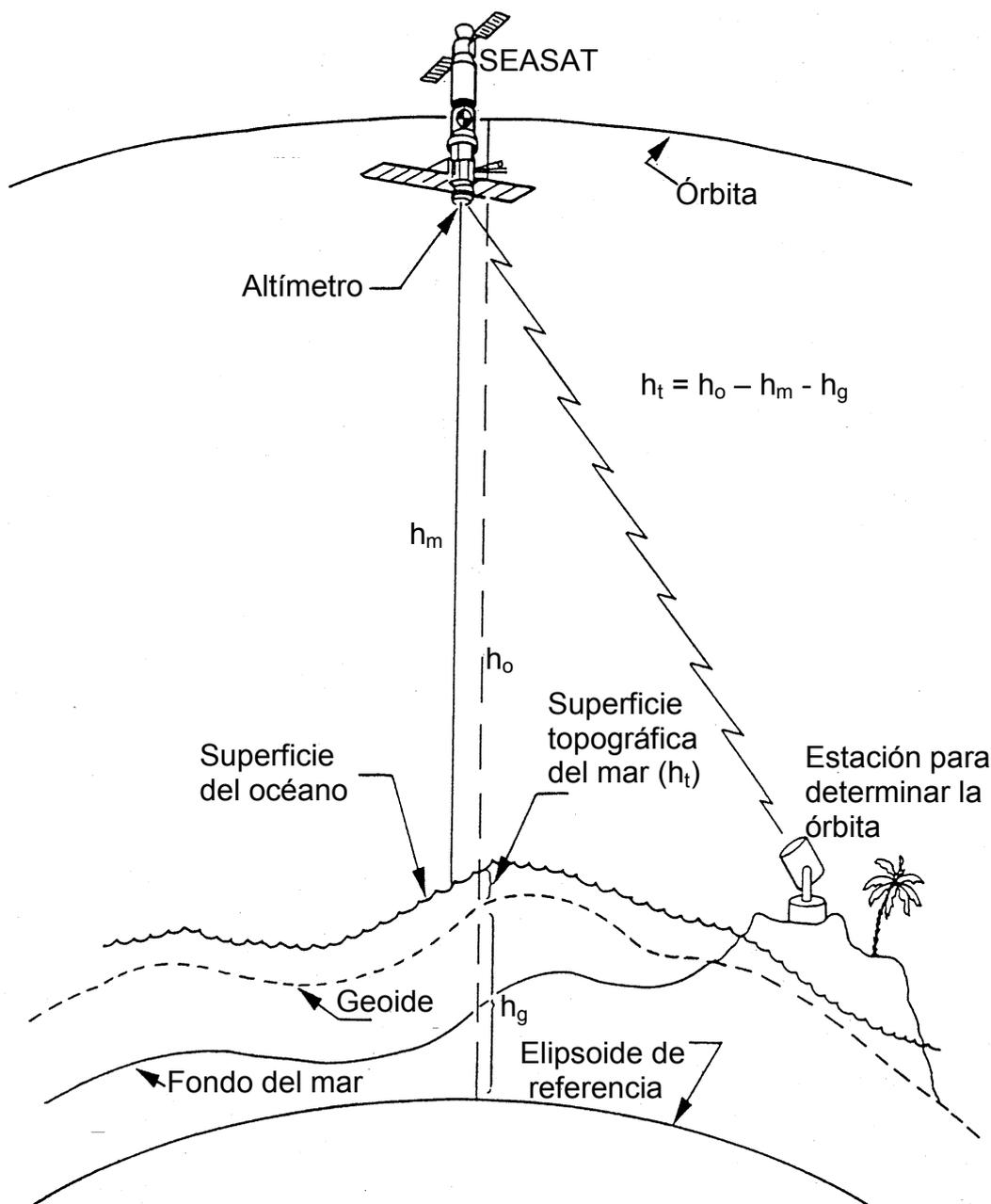


Figura 27

❖ Medición absoluta del nivel del mar.

Cada estación mareográfica requiere que su cero de medición esté vinculado altimétricamente a puntos fijos en tierra (generalmente se utilizan 5), para poder replantear los distintos niveles alcanzados por el agua. En un principio esta vinculación se efectuaba solamente mediante una nivelación geodésica de precisión.

Con el avance de la geodesia se desarrollaron nuevas técnicas de posicionamiento las que pueden ser aplicadas a los puntos fijos mencionados anteriormente. Además se desarrollaron metodologías que permiten evaluar los movimientos propios de la corteza terrestre y eliminarlos de los niveles de marea, brindando así una medición absoluta.

Para lograr este último objetivo se diseñaron estaciones mareográficas con control geodinámico. En cada una de ellas se requiere disponer de una estación permanente GPS (Global Positioning System), vinculada al ITRF (International Terrestrial Reference Frame). Esta estación permite referir las mediciones a un elipsoide, del tipo WGS84, o a un geoide determinado para una época prefijada. También se realizan mediciones temporales, con equipos VLBI (Very Long Baseline Interferometry), SLR (Satellite Laser Ranging) y LLR (Lunar Laser Ranging). Estas últimas mediciones brindan un sólido marco de referencia geodésico que no sólo permite evaluar los movimientos verticales de la corteza sino también, cambios en la rotación de la Tierra, la posición del centro de masa y el movimiento de placas. Si se agrega a este instrumental un gravímetro absoluto también podrán ser estudiadas las mareas terrestres.

En el marco del proyecto Global Position System Tide Gauge Benchmark Monitoring Pilot (TIGA) se instaló en la estación mareográfica Mar del Plata una estación permanente GPS. Este es un proyecto conjunto de la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de la Universidad Nacional de la Plata, el Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut de Alemania y el Servicio de Hidrografía Naval. Con esta información y la proveniente del altímetro TOPEX se están realizando estudios del geoide, de movimientos de la corteza terrestre y de tendencia absoluta del nivel medio del mar. La Figura 27.a muestra la estación mareográfica Mar del Plata y la antena GPS, ubicada dentro de la Base Naval de la mencionada localidad.



Figura 27.a

❖ Transmisión de datos

El método de transmisión de datos dependerá del tiempo de requerimiento de la información (en tiempo real o diferido) y de la distancia existente entre la estación mareográfica y el lugar de recepción (desde unos pocos metros hasta miles de kilómetros).

La transmisión de los datos puede efectuarse interrogando al sistema en forma satelital, en forma telefónica (con una computadora personal y un modem), en la misma estación con una computadora personal y teleméricamente por enlace radial. En todos los equipos modernos se almacena la información correspondiente al último período (aproximadamente 30 días) en una memoria sólida.

❖ Red mareográfica argentina

El Servicio de Hidrografía Naval (SHN) comenzó a medir marea con estaciones permanentes en 1944 en Puerto Madryn. Sin embargo existen mediciones en unos pocos lugares desde principio de siglo realizadas por la Dirección Nacional de Construcciones Portuarias y Vías Navegables. En algunos casos donde existían nivelaciones geométricas que vinculaban los ceros de los mareógrafos de ambas instituciones se pudieron armar largas series como para el Puerto de Buenos Aires donde se disponen alturas horarias desde 1905 hasta el presente.

Toda la información proveniente de la red mareográfica es procesada en forma mensual, obteniéndose alturas horarias, pleamares, bajamares, amplitudes y niveles medios.

Merece mencionarse la participación del SHN en el programa GLOSS (Global Sea Level Observing System), que es un sistema internacional iniciado en el año 1985 para establecer un banco de datos de niveles medios estandarizados de alta calidad, para ser utilizado por la comunidad científica.:

En la actualidad el SHN opera con 12 estaciones, cuya ubicación geográfica se brinda en la siguiente tabla (Te significa acceso telefónico):

ESTACIÓN	LATITUD	LONGITUD	EQUIPO
Palermo	34° 34'S	58° 24'W	Flotador / Telemark/ Te
Torre Oyarvide	35° 06'S	57° 08'W	Flotador / Telemark/ Te
San Clemente del Tuyú	36° 21'S	56° 43'W	Flotador / Telemark/ Te
Mar del Plata (Club)*	38° 00'S	57° 33'W	Flotador/acústico/presión
Pto. Quequén	38° 35'S	58° 42'W	Flotador (analógico)
Pto. Belgrano	38° 53'S	62° 06'W	Flotador (analógico)
Pto. Madryn*	42° 46'S	65° 02'W	Flotador (analógico)
Caleta Paula	46° 28' S	67° 29'	Flotador (digital)
Pto. Deseado*	47° 45'S	65° 55'W	Flotador (digital)
Punta Quilla	50° 07'S	68° 25'W	Presión
Ushuaia*	54° 49'S	68° 13'W	Flotador/acústico/presión
Base Esperanza*	63° 23'S	56° 59'W	Acústico/presión

(*) Estaciones que participan del programa GLOSS.

❖ Sistema de posicionamiento VLBI

La radioastronomía es la rama de la astronomía que estudia los objetos celestes y los fenómenos astrofísicos midiendo su emisión de radiación electromagnética y analizando su espectro.

El ingeniero estadounidense Karl G. Jansky en 1929, fue el primero en detectar la existencia de señales de longitud de onda decimétrica, provenientes de la región cercana al centro de nuestra galaxia durante un experimento para localizar fuentes lejanas de interferencias de radio terrestres.

La distribución de esta radioemisión galáctica fue cartografiada por el ingeniero estadounidense Grote Reber, utilizando como antena un paraboloide de 9,50m de diámetro.

Como resultado de los grandes progresos realizados durante la II Guerra Mundial en antenas de radio y receptores sensibles, la radioastronomía floreció en la década de 1950.

En 1963, la continua investigación llevó al descubrimiento de radiofuentes casi estelares llamadas cuásares que, debido a que presentaban desplazamientos hacia el rojo de una magnitud sin precedentes, parecían encontrarse a distancias enormes de la Tierra.

A causa de los movimientos aleatorios de los electrones, todos los cuerpos emiten radiaciones térmicas. Se han utilizado mediciones cuidadosas, en todo el espectro, de la intensidad de las emisiones para calcular la temperatura de los cuerpos celestes lejanos, así como de los planetas del Sistema Solar.

Sin embargo, las mediciones de la radioastronomía se ocupan con frecuencia de las emisiones no térmicas mucho más intensas originadas por partículas cargadas, como los electrones y los positrones que se mueven a través de los campos magnéticos galácticos e intergalácticos.

Las longitudes de onda de radio son relativamente largas, yendo desde 1mm hasta más de 1km, y los radiotelescopios deben ser muy grandes para enfocar las señales que entran y producir una radio imagen nítida.

Para obtener mayor resolución, se utilizan conjuntos de antenas como interferómetros, que dan resoluciones de aproximadamente 1 segundo de arco, equivalentes a las de los grandes telescopios ópticos en condiciones de visión ideales. En la interferometría de elementos conectados las señales son recibidas en dos antenas, utilizando como referencia un único reloj. La información se transmite por cable a un centro de procesamiento.

Se pueden lograr resoluciones más altas incluso si las antenas se sitúan a miles de kilómetros de distancia. Estos espaciamientos hacen poco práctico enviar las señales desde cada antena directamente a un punto común. En su lugar, se realizan grabaciones separadas en cada antena y las cintas individuales se envían a una central de procesamiento. Esta técnica de interferometría de muy larga base (VLBI) necesita usar relojes atómicos en cada telescopio para sincronizar las grabaciones individuales con una precisión de una millonésima de segundo. De esta forma, se consiguen resoluciones angulares de una milésima de segundo de arco (equivalente al tamaño angular aparente de una pelota de básquetbol a la distancia de la Luna).

La técnica VLBI es la única que provee de una estimación simultánea de las direcciones a radiofuentes extragalácticas, de las coordenadas terrestre de sitios de observación y de los parámetros de orientación de la tierra.

Las mediciones de VLBI así como las de distanciometría Laser a la Luna (LLR), distanciometría Laser a satélites (SLR), complementadas con mediciones de GPS (sistema de posicionamiento global), permiten controlar las variaciones de las coordenadas de los puntos fijos. Estas variaciones se deben al movimiento de los polos de la Tierra y al movimiento de las placas en la corteza.

❖ Referencias Bibliográficas

FU L. L., CHRISTENSEN E.J., YAMARONE Jr C.A., LEFEBVRE M., MENARD Y, DORRER M. and ESCUDIER P., 1994. TOPEX / POSEIDON mission overview. J. Geophys. Res., 99(C12), 24, 379-24, 381.

KANTHA L. H., 1995. Barotropic tides in the global oceans from a nonlinear tidal model assimilating altimetric tides. 1. Model description and results. Journal of Geophysical Research, 100(C12), 25283-25308.

LE PREVOST C., LYARD F., MOLINES J. M., GENCO M. L. AND RABILLOUD F., 1998. A hydrodynamic ocean tide model improved by assimilating a satellite altimeter – derived data set. Journal of Geophysical Research, 103(C3), 5513-5529.

PUGH D.T., 1987 Tides, Surges and Mean Sea - Level. N. John Wiley & Sons. 472pp.

ROBINSON I.S., 1985. Satellite Oceanography. Chichester: Ellis Horwood, 455pp.

SCHWIDERSKI E.W., (1980a). Ocean Tides, I; Global ocean tide equations, Mar. Geod., 3, 161-217.

SCHWIDERSKI E.W., (1980b). Ocean Tides, II; A hydrodynamical interpolation model, Mar. Geod., 3, 219-255.

UNESCO 1994. Manual on Sea Level Measurement and Interpretation Volume II - Emerging Technologies. 50pp.