

# Ondas internas y sonar

Carlos Ranz Guerra

Instituto de Acústica. CSIC. C/Serrano 144 ,28006 MADRID.

## Summary

*Internal waves are the origin of some malfunctioning of sonar systems. Internal waves set a limit to the coherence of acoustic signals in the frequency range of sonar. Although slowly transmitted perturbations, internal waves influence the performances of sonar mainly by the induced fluctuation on the sound speed. In this paper an overview of the origin, sources, and evaluation of effects on sound speed profiles, of internal waves, is presented; a model is derived and specific results are shown.*

## Introducción

El Océano como medio a través del que es factible transmitir/recibir información tiene en su estado ideal de equilibrio dos características principales: a) una primera es su estructura en capas de igual densidad, y b) una segunda proviene del hecho de que la Tierra gira y como consecuencia el Océano también. Estos dos hechos hacen que analíticamente se considere una división de las perturbaciones que aparecen en el seno del mar y se distinga entre tres tipos dimensionalmente distintos: **Ondas planetarias** u Ondas Rossby con correlaciones espacio temporales del orden de 100 km y 1000 horas; **Ondas Internas, OI**, u Ondas límite con correlaciones espacio-temporales del orden de 100 m (en vertical), a 5 km (en horizontal) y algunas horas; fluctuaciones originadas en perturbaciones con correlaciones inferiores a las Ondas Internas son debidas a la **microestructura** del Océano, aunque el término microestructura puede ser equivoco al tratar de perturbaciones con distancias de correlación de varios metros; la literatura distingue, en algunos casos, entre microestructu-

ra (distancias inferiores a 1m) y estructura fina (distancias entre 1 y 100 m).

Las fluctuaciones de la velocidad del sonido en el mar, en el margen de las **OI**, son muy pequeñas, del orden de  $\delta C / C = 5 \times 10^{-4}$  en las capas próximas a la superficie, a  $3 \times 10^{-6}$  en las zonas abisales. La fluctuaciones inducen el límite máximo en la resolución de blancos acústicos. El rango de frecuencias en el que, por regla general, actúa el Sonar, convierte a las **OI** en factores frontera frente a las prestaciones de tales sistemas.

## Naturaleza y orígenes de las ondas internas

La experiencia ha demostrado que casi siempre que se registra una serie temporal de observaciones en un punto determinado del Océano, y no exclusivamente en relación con Sonar, aparecen fluctuaciones de las variables observadas que pueden atribuirse a Ondas Internas

La naturaleza de las ondas internas es múltiple aunque sus manifestaciones sean similares en todos los casos. Los orígenes, o fuentes, de las **OI**, son muy diversos.

- Tensiones generadas por el viento y por rozamiento en el fondo marino.
- Variaciones de la presión atmosférica.
- En las zonas costeras se originan en interacciones entre flujos casi estacionarios y mareas barotrópicas sobre topografía, aleatoriamente irregular, del fondo.
- Microestructura del Océano.
- Viento geostrófico.
- Radiación solar.
- Lluvia.
- Interacción no lineal de ondas

gravitacionales superficiales de alta frecuencia.

- Flujo sobre topografía irregular, (Ondas de Lee).
- Tsunamis.
- Modulaciones internas de mareas.
- Desplazamiento de móviles en un fluido estratificado.
- Variaciones aleatorias de la frecuencia de Brunt-Väisälä.

Dada la gran variedad de fuentes, una descripción analítica sencilla no es posible; se requiere acudir a modelos que puedan considerar los efectos de las **OI**, sea cualquiera su origen.

## Estructura sonora canónica de un océano estándar

Los Océanos están estratificados y además giran. En relación con estos dos hechos podemos definir dos frecuencias :

- La frecuencia de Brunt-Väisälä o frecuencia de flotabilidad.

Cuando esta frecuencia tiene un valor real el fluido es estáticamente estable. Eckart (1960), con razonamientos sobre la estabilidad de los Océanos, deriva para la frecuencia de flotabilidad, la expresión,

$$n(z) = \sqrt{-g [(1/\rho)(d\rho/dz) + (g/c^2)]} \quad (1)$$

en la que  $z$  es la profundidad,  $g$ , la aceleración de la gravedad,  $c$ , la velocidad del sonido y  $\rho$  la densidad del agua.

- La frecuencia inercial o frecuencia de Coriolis,  $\omega_i$ , es dos veces la componente  $\Omega$  de la velocidad angular de la Tierra, y se escribe

$$\omega_i = 1.454 \times 10^{-4} \sin(Lat) \quad (2)$$

en la que Lat. es la latitud del punto de observación.

Las dos frecuencias: flotabilidad e inercial, definen el ancho de banda en el que las **OI** tienen existencia; el límite inferior dependerá de la posición del punto campo y oscila entre 0, en el Ecuador, hasta  $1.454 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  en los Polos.

La estimación de la fluctuación de la velocidad del sonido, por paso de una **OI**, podrá ser obtenida (modelizada) vía un código de software que refleje el tratamiento analítico necesario y que cubra el máximo número de casos posibles, ya que en el Océano, y en el entorno de las Ondas Internas, existen otros aspectos que hay que considerar; por ejemplo, las variaciones geográficas. El modelo más simple es un *Océano con un gradiente de densidad que disminuye exponencialmente con la profundidad*, como es el **Modelo de Estructura Sonora Canónica, MESc**, Flatté et al. (1979), y Brekhovskikh y Lysanov (1982).

El MESc presupone que la frecuencia de flotabilidad puede reescribirse en la forma

$$n(z) = n_0 e^{\alpha z/B} \quad (3)$$

lo que puede hacerse sin conflicto con aspectos elementales de la estructura oceánica. En la Ec. (3), B representa la profundidad del eje del canal sonoro profundo (que oscila entre 0.8 y 1.2 km, en un océano estándar y hasta latitudes medias), y  $n_0 = 5.2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$  es la frecuencia de flotabilidad extrapolada a la superficie oceánica. El MESc proporciona como estructura sonora el perfil,

$$C = C_1 [1 + \varepsilon (e^\eta - \eta - 1)] \quad (4)$$

donde  $\varepsilon = 0.5B \gamma_A$ , y  $\eta = (z - z_1) / 0.5B$ ,  $C_1$  es la velocidad del sonido en el eje del canal y finalmente  $\gamma_A$  es la fluctuación relativa de la velocidad del sonido en un Océano adiabático e isohalino.

En estas circunstancias el valor cuadrático medio de la fluctuación de la velocidad del sonido, se expresa como

$$\langle \mu^2 \rangle = \langle \mu_0^2 \rangle \exp(3z/B) \quad (5)$$

donde  $\langle \mu_0^2 \rangle = \langle \zeta_0^2 \rangle G^2$ ;  $\langle \zeta_0^2 \rangle$  es el valor medio de la fluctuación del des-

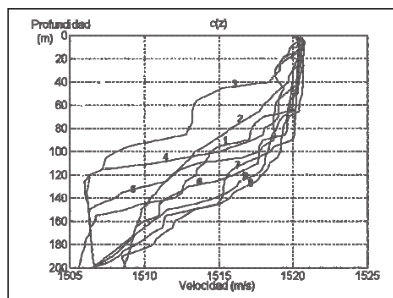


Figura 1. Variación del perfil  $c(z)$  por paso de una **OI**.

plazamiento vertical adiabático extrapolado a la superficie del océano, y G es una función variable random de media cero. Si la función G es evaluable, la estimación de la fluctuación relativa de la velocidad del sonido,  $\mu$  es inmediata, y en consecuencia el perfil  $c(z)$ .

Aunque la fluctuación inducida por la Onda Interna tiene una variación lenta (frente a la velocidad de propagación del sonido), es también cierto que una vez establecida en entornos que pueden alcanzar los varios km, alrededor de la fuente sonar, será requisito imprescindible tenerla en cuenta al valorar las prestaciones del sonar. Son fenómenos temporales y espaciales. El mapa de la radiación sonar en un entorno determinado no es repetible un instante de tiempo posterior. La representación de la influencia de la **OI** en un diagrama de propagación sólo podría ser realizada mediante un conjunto infinito de mapas de pérdidas por transmisión lo que es imposible. La alternativa consiste en estimar la probabilidad de detección en un entorno y para unas determinadas plataformas, o sea para unos valores del Factor de Mérito, FOM, de la experiencia concreta. La figura 1, presenta la evolución, parcial, de la traza  $c(z)$ , de una zona del Golfo de Cádiz, al paso de una perturbación **OI**; El perfil de partida es el 1, y el periodo de medida variaba entre 55' y 1 h. y 10'. El periodo de la **OI** superaba ligeramente las 24 h. Las prestaciones de un sonar, en este entorno, también cambiarían en consecuencia.

En el supuesto que la estructura "canónica" sea aplicable, las ecuaciones que engloban los parámetros de las **OI** pueden escribirse partiendo de la 2ª ley

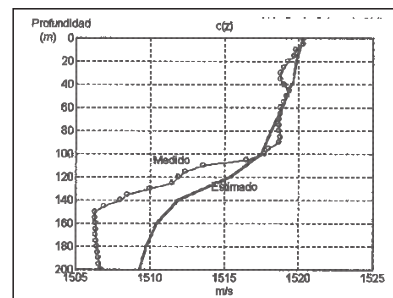


Figura 2. Perfiles medidos y estimados al paso de una **OI** con tres iteraciones.

de Newton, de la ecuación de continuidad y de las condiciones de compresibilidad. Si además se desprecian los términos de segundo orden las soluciones representando ondas planas, tienen la forma

$$\varphi(z) = \Phi(z) e^{j(kr - \omega t)} \quad (6)$$

en las que  $\varphi(z)$ , y  $\Phi(z)$  representan la variable que interese, por ejemplo la velocidad vertical.  $\Phi(z)$  es la solución de la ecuación

$$\frac{\partial_{zz}^2 \Phi + [(n^2(z) - \omega^2) / (\omega^2 - \omega_l^2)] k^2 \Phi}{k^2} = 0 \quad (7)$$

ecuación ya obtenida por Eckart (1960). Esta ecuación mediante integración puede representar, también, el desplazamiento  $\zeta$  de las ondas internas. Dos métodos de solución son los más utilizados. El primero de ellos corresponde a Flatté et al. (1979). El otro método es el ideado por Saunders y King (1991) del que una descripción resumida pero muy descriptiva aparece en Robinson y Lee (1994) y muy recientemente en Plaisant (1997). Ambos trabajos usan la teoría clásica de Garret y Munk, (1972) y (1975).

En general dado un determinado valor del número de onda k, con las condiciones en los límites:  $\Phi(z = z_b) = \Phi(z = 0) = 0$ , donde  $z_b$  es la profundidad del fondo marino, y con la Ec.3 representando la frecuencia de flotabilidad, Flatté y colaboradores resuelven la ecuación 7. Las dos condiciones en los límites generan un problema de valores propios, lo que implica que sólo ciertos valores de  $\omega$  producirán una solución. Para cada valor de k, sólo son soluciones una serie de modos  $\Phi(j, k, z)$  con las frecuencias co-

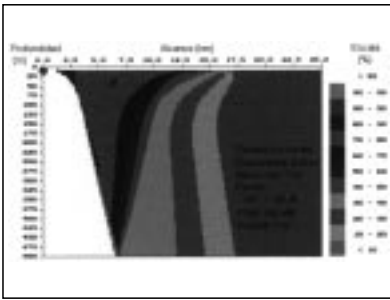


Figura 3a. Probabilidad de Detección vs. Alcance y Profundidad. T=0h.

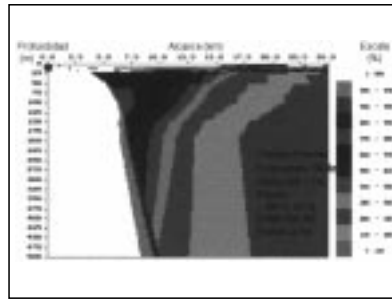


Figura 3b. Probabilidad de Detección vs. Alcance y Profundidad. T=9h.

respondientes  $\omega(j, k)$ ; "j" representa el número del modo propio.

La ecuación 7, con una frecuencia de flotabilidad dada por la Ec. 3, es de hecho una ecuación de Bessel con soluciones del tipo:

$$\Phi(j, k, z) = F_1 F_\alpha(\beta) \quad (8)$$

en la que  $F_1$  es un factor de normalización para que se satisfaga la condición de ortonormalidad entre las soluciones modales  $\Phi(j, k, z)$ . Se verifica además,

$$F_\alpha = J_\alpha(\beta) - [J_\alpha(\beta_b)/Y_\alpha(\beta_b)]Y_\alpha(\beta) \quad (9)$$

siendo  $\alpha = kB(1 - \omega_1^2 / \omega^2)^{1/2}$ , y

$$\beta = \alpha n(z) / \omega$$

En la solución dada por la Ec. 9,  $J_\alpha$  e  $Y_\alpha$  son las funciones de Bessel de primero y segundo orden. El subíndice "b" indica que el argumento correspondiente ha de evaluarse a la profundidad del fondo.

La figura 2, representa un perfil medido "in situ" al paso de la OI, y el perfil estimado después de varias iteraciones, y hasta una profundidad de 200 m. Las figuras 3a y 3b presentan el diagrama de probabilidad de detección para un FOM de 100 dB, frente al alcance y a la profundidad. Se observa que la detección varía, y en concreto mejora al paso de la OI.

## Conclusiones

Para las zonas más someras de la columna de agua es factible estimar el perfil  $c(z)$  al paso de una Onda Interna siempre que los mecanismos generadores se puedan suponer constantes. Las prestaciones del sistema sonar deberán adaptarse al nuevo perfil y/o complementarlo allí donde sea necesario, por ejemplo para profundidades mayores que la plataforma continental. La aleatoriedad de la respuesta del medio a la OI, dependerá de factores no siempre bajo control como son los movimientos de las capas de densidad (salinidad por lo tanto) y temperatura. Una buena estadística permitirá caracterizar mejor la variación del perfil y corregir en varias etapas el proceso.

Se puede entender de todo lo dicho que las Ondas Internas llegan a presentar, en muchos casos, el factor limitador del alcance y resolución de Sistemas Sonar, en especial para aquellos en los que su frecuencia de operación implica longitudes de onda similares a las irregularidades creadas por la OI.

## Referencias

- 1 Brekhovskikh, L. y Lysanov, Fundamentals of Ocean Acoustics. Springer Verlag, Berlín. 1982.
- 2 Eckart, C. Hydrodynamics of Oceans and Atmospheres. Pergamon Press. (49). 1960.
- 3 Flatté, S.M. et al. Sound transmission through a fluctuating ocean. Cambridge University Press. Cambridge. 1979.
- 4 Garret, C. y Munk, W.H. "Space-time scales of internal waves". Geophys. Fl. Dyn. 3, 225-264. 1972.
- 5 Garret, C. y Munk, W.H. "Space-time scales of internal waves. A progress report". J. Geophys. Res. 80, 291-297. 1975.
- 6 Plaisant, A. "Long range acoustic communications". UDT. Conference Proceedings. Paper 8C.1. 343-347. Nexus Media Ltd. Swanley. UK. 1997.
- 7 Robinson, A.R. y Lee, D., Oceanography and Acoustics. Prediction and Propagation Models. A.I.P. Press. New York. 1994.
- 8 Saunders, K.D. y King, D.B., "Simulating temperature, salinity and currents in the ocean" en Ocean Variability and Acoustic Propagation. Kluwer Academic Pub. Holanda. 1991.